

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA  
Instituto de Geociências e Ciências Exatas  
*Campus de Rio Claro*

CONTRIBUIÇÃO DA DINÂMICA MORFOESTRUTURAL E  
MORFOESCULTURAL NA ESTRUTURAÇÃO DA BACIA DO  
RIBEIRÃO ENTUPIDO, COMPLEXO ALCALINO DO PASSA  
QUATRO-SP

EMERSON MARTINS ARRUDA

Orientador: Prof<sup>ª</sup>. Dr<sup>ª</sup>. Iandara Alves Mendes  
Co-orientador: Prof. Dr. Francisco Sérgio Bernardes Ladeira

Rio Claro (SP)  
2008

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA  
Instituto de Geociências e Ciências Exatas  
*Campus de Rio Claro*

CONTRIBUIÇÃO DA DINÂMICA MORFOESTRUTURAL E  
MORFOESCULTURAL NA ESTRUTURAÇÃO DA BACIA DO  
RIBEIRÃO ENTUPIDO, COMPLEXO ALCALINO DO PASSA  
QUATRO-SP

EMERSON MARTINS ARRUDA

Orientador: Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Iandara Alves Mendes  
Co-orientador: Prof. Dr. Francisco Sérgio Bernardes Ladeira

Tese de Doutorado elaborada junto ao Programa de  
Pós-Graduação em Geografia,  
Área de Concentração em Organização do Espaço e  
para obtenção do título de Doutor em Geografia

Rio Claro (SP)  
2008

551.4a Arruda, Emerson Martins  
A779c Contribuição da dinâmica morfoestrutural e morfoescultural na estruturação da bacia do Ribeirão Entupido, Complexo Alcalino do Passa Quatro-SP / Emerson Martins Arruda. – Rio Claro : [s.n.], 2008  
148 f. : il., figs., tabs., fots., mapas

Tese (doutorado) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas  
Orientador: Iandara Alves Mendes  
Co-orientador: Francisco Sérgio Bernardes Ladeira

1. Geomorfologia. 2. Depósitos correlativos. 3. Termoluminescência. 4. Luminescência opticamente estimulada. 5. Bacia hidrográfica. I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI – Biblioteca da UNESP  
Campus de Rio Claro/SP

Comissão Examinadora

---

---

---

---

---

---

---

Aluno

Rio Claro, \_\_\_\_ de \_\_\_\_\_ de \_\_\_\_\_

Resultado \_\_\_\_\_

À minha mãe, Graça.

## **AGRADECIMENTOS**

À Seção de Pós-graduação da UNESP-Rio Claro, pelo apoio.

À Profª. Drª. Iandara Alves Mendes pela orientação e incentivo durante as diversas etapas da minha vida acadêmica.

Ao Prof. Dr. Francisco S. B. Ladeira pela co-orientação, apoio, compreensão e contribuições durante a pesquisa.

À Profª. Drª. Marcilene do Santos pelas contribuições e incentivo no decorrer da presente pesquisa.

Ao Prof. Dr. Antônio Carlos de Barros Corrêa pela amizade, pelo incentivo, co-orientação na etapa do mestrado e apoio na elaboração do presente doutorado.

À Profª. Drª. Cenira Maria Lupinacci Cunha pelas contribuições na qualificação.

Ao Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher pelo apoio na fase inicial da pesquisa.

Ao amigo Ronaldo pela amizade, apoio e incentivo, contribuições, auxílio nos trabalhos de campo, dicas e conselhos.

Aos amigos Marinho, Xandão, Dante, Reginaldo, Fernando, Maurício, Adriano, Sônia, Flavinha, Leonardo e Angelo pela amizade, força e incentivo. Além da compreensão nos momentos de stress.

Aos amigos “distantes” Irce, Ana Laura e Angelo, pela amizade, incentivos e lembranças.

À Direção da Faculdade Euclides da Cunha (FEUC) pelo apoio.

Ao Pró-Reitor José Lázaro de Souza do Centro Universitário da Fundação Educacional Guaxupé (UNIFEG) pelo apoio e amizade.

À família do senhor Ivan J. Monteiro por permitir a entrada e coleta em suas propriedades durante os trabalhos de campo.

À minha família, Gracia e Rosana (meus amores) pelo incentivo e paciência.

Ao Osvaldo, pelas contribuições e amizade.

Aos “velhos” amigos; Sérgio, Edelvânia, Carlinhos, Tacílio, Denise, Maisa, Reginaldo, Danila, Magaly e Elton, Celso, Vera, Néia, Flávia, Marcos, Tiago e José por compartilharem juntamente comigo...um sonho.

Ao Manoel, por me incentivar na escolha da Geografia.

Aos meus alunos, pela paciência.

Às professoras Rosaine e Adélia por me mostrarem os caminhos da docência e por serem excelentes professoras.

## SUMÁRIO

|  |     |
|--|-----|
| Índice .....   | ii  |
| Índice de Figuras .....                                      | iv  |
| Índice de Fotos .....  | vi  |
| Índice de Tabelas.....                                       | vii |
| <br>   |     |
| I – INTRODUÇÃO .....   | 15  |
| II - CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA .....                            | 22  |
| III – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....                            | 42  |
| IV – MÉTODO E TÉCNICAS .....                                 | 71  |
| V – APRESENTAÇÃO DOS DADOS E CORRELAÇÃO DOS RESULTADOS ..... | 87  |
| VI – CONSIDERAÇÕES FINAIS .....                              | 126 |
| VII – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....                       | 135 |

## ÍNDICE

|   |           |
|---|-----------|
| <b>I – INTRODUÇÃO .....</b>   | <b>15</b> |
| 1.1 Justificativa da escolha do Tema e da Área .....  | 19        |
| 1.2 Objetivos.....  | 20        |
| <br>  |           |
| <b>II - CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA .....</b>  | <b>22</b> |
| <b>2.1 Escala Regional .....</b>  | <b>22</b> |
| 2.1.1 Neotectônica e Aspectos Morfoestratigráficos da Região do Médio Paraíba do Sul.....   | 30        |
| 2.1.2 Litoestratigrafia .....   | 35        |
| 2.1.3 Geomorfologia da Região do Médio Vale do Paraíba do Sul .....   | 36        |
| <b>2.2 Escala Local.....</b>  | <b>38</b> |
| 2.2.1 Características do Clima Atual na região da bacia do Ribeirão Entupido.....   | 39        |
| <br>  |           |
| <b>III – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....</b>  | <b>42</b> |
| <b>3.1 Os Depósitos Quaternários .....</b>  | <b>42</b> |
| <b>3.2 O Significado dos Sedimentos Alúvio-Coluvionares como Marcadores de Atividade Geomorfológica. ....</b>                       | <b>45</b> |
| <b>3.3 Modelos Evolutivos dos Complexos de Rampas .....</b>   | <b>48</b> |
| <b>3.4 Tentativas de Resgate Paleoecológico no Brasil .....</b>   | <b>53</b> |
| <b>3.5 Depósitos Recentes e Eventos Tectônicos Quaternários: Importância da Tectônica Recente nos Estudos Geomorfológicos .....</b> | <b>57</b> |
| <b>3.6 Evolução Mesozóico-Cenozóico da Região Sudeste Brasileira.....</b>   | <b>61</b> |
| <b>3.7 Parâmetros Morfoestratigráficos .....</b>  | <b>66</b> |
| 3.7.1 Aloestratigrafia.....   | 67        |
| <br>  |           |
| <b>IV – MÉTODO E TÉCNICAS .....</b>   | <b>71</b> |
| <b>4.1 Mapeamento Geomorfológico .....</b>  | <b>72</b> |
| <b>4.2 Análise Morfoestrutural .....</b>  | <b>72</b> |
| <b>4.3 Análise Morfoestratigráfica .....</b>  | <b>73</b> |
| <b>4.4 A Datação dos Sedimentos por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) e Termoluminescência (TL).....</b>                   | <b>74</b> |
| 4.4.1 O Método da Regeneração Total.....  | 78        |
| <b>4.5 Análise de Anomalias de Drenagem.....</b>  | <b>80</b> |

|   |            |
|---|------------|
| 4.5.1 Análise Morfométrica da Rede de Drenagem.....                 | 82         |
| 4.5.2 Análise do Perfil Longitudinal .....                          | 84         |
| 4.5.3 Índices RDE.....  | 85         |
| <b>4.6 Modelo Digital do Terreno (MDT) .....</b>                    | <b>86</b>  |
| <b>V – APRESENTAÇÃO DOS DADOS E CORRELAÇÃO DOS RESULTADOS .....</b> | <b>87</b>  |
| <b>VI – CONSIDERAÇÕES FINAIS .....</b>                              | <b>126</b> |
| <b>VII – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>                       | <b>135</b> |
| <b>ANEXOS</b>   |            |

## ÍNDICE DE FIGURAS

|   |     |
|---|-----|
| Figura 01 – Localização da Bacia do Ribeirão Entupido .....   | 17  |
| Figura 02 – Localização da Área de Pesquisa no contexto geológico do Maciço Alcalino do Passa Quatro.....   | 24  |
| Figura 03 – Localização da Área de Pesquisa no contexto Geológico da região entre Resende, Arapeí, Queluz, Silveiras e Campos de Cunha.....       | 25  |
| Figura 04 – Mapa Geológico da Província da Mantiqueira Oriental e Serra do Mar, destacando-se a localização das Intrusões Alcalinas. ....         | 28  |
| Figura 05 – Esboço paleotectônico da evolução do Maciço Alcalino do Passa Quatro .....  | 32  |
| Figura 06 – Bloco-diagrama esquemático da evolução dos complexos de rampa. .  | 45  |
| Figura 07 – Modelo deposicional de um Anfiteatro.....   | 47  |
| Figura 08 – Modelo indicando acumulação de sedimentos em cabeceiras de drenagem.....  | 50  |
| Figura 09 – Elementos geomórficos de encostas em cabeceiras de drenagem.....  | 52  |
| Figura 10 – Diversos Tipos de Relevo Deformados por Falhas. ....  | 60  |
| Figura 11 – Coluna estratigráfica das Bacias do Rifte Continental do sudeste do Brasil e as fases tectônicas documentadas. ....                   | 64  |
| Figura 12 – Exemplo de classificação aloestratigráfica de depósitos aluvionais e lacustres em um gráben.....                                      | 68  |
| Figura 13 - Coluna Estratigráfica (Quaternário Superior) da região do Bananal .....   | 70  |
| Figura 14 - Mapa de Localização das Coletas.....  | 77  |
| Figura 15 – Método Regenerativo - Interpolação da dose natural.....   | 79  |
| Figura 16 – Feições de anomalias de drenagem utilizadas em estudos morfotectônicos.....   | 81  |
| Figura 17 - Formas de rearranjo de drenagem através de captura vistas em planta. ....   | 82  |
| Figura 18 – Sobreposição da reta de melhor ajuste ao perfil longitudinal. ....  | 85  |
| Figura 19 – Representação da alta bacia do Ribeirão Entupido, Maciço Alcalino do Passa Quatro onde são identificadas 3 níveis de superfícies..... | 99  |
| Figura 20 – Setor da média bacia do Ribeirão Entupido, setor de mais ampla acumulação de sedimentos da referida bacia.....                        | 100 |
| Figura 21 – Imagem de setor da baixa bacia do Ribeirão Entupido, próximo à confluência com o Rio Paraíba do Sul. ....                             | 101 |
| Figura 22 – Setor da média bacia do Ribeirão Entupido e inflexão característica em direção ao atual afluente do Ribeirão Entupidinho.....         | 102 |
| Figura 23 – Perfil Longitudinal do Ribeirão Entupido.....   | 104 |
| Figura 24 – Perfil e reta de tendência do Ribeirão Entupido. ....   | 104 |
| Figura 25 – Agrupamento dos índices RDE por setor do Maciço do Passa Quatro   | 106 |
| Figura 26 – Distribuição dos índices RDE na bacia do ribeirão Entupido.....   | 107 |

|  |     |
|--|-----|
| Figura 27 – Área Localizada na Fazenda Vargem Grande, na Bacia do Rio das Cruzes onde houve coleta de sedimentos em planície aluvial.....  | 109 |
| Figura 28 – Aspectos da área de coleta das amostras SR 01 e SR 02 – Alvéolos desarticulados associados à drenagem da margem direita do médio/alto curso do Ribeirão Entupido.....      | 111 |
| Figura 29 – Seção vertical no médio curso do Ribeirão Entupido, evidenciando episódios interdigitados de coluvionamento e retomada da dinâmica fluvial.. ..                            | 115 |
| Figura 30 – Seção vertical de terraço erosivo do Ribeirão Entupido situado na média bacia.. ..   | 116 |
| Figura 31 – Seção vertical de terraço erosivo com sedimento aluvionar situado na média bacia do Ribeirão Entupido, topograficamente abaixo de soleira rochosa... ..                    | 117 |
| Figura 32 –Seção vertical de baixa vertente e terraço erosivo com sedimento aluvionar situado na média bacia do Ribeirão Entupido, onde foram coletadas as amostras BC 01 e BC 02..... | 120 |
| Figura 33 – Seção vertical de terraço erosivo com sedimento aluvionar situado na baixa bacia do Ribeirão Entupido, onde foi coletada a amostra BC 03.....                              | 122 |
| Figura 34 - Interferências Tectônicas na Bacia do Ribeirão Entupido.....   | 125 |

## MAPAS

|   |           |
|---|-----------|
| Mapa 01 – Mapa Geomorfológico .....           | Anexo I   |
| Mapa 02 – Mapa Hipo-morfológico.....          | Anexo II  |
| Mapa 03 – Mapa Clinográfico .....             | Anexo III |
| Mapa 04 – Mapa Orientação de Vertentes.....   | Anexo IV  |
| Mapa 05 – Mapa de Feições Depositionais ..... | Anexo V   |

## ÍNDICE DE FOTOS

|   |     |
|---|-----|
| Foto 01 – Técnica de Coleta de sedimentos para datação por LOE e TL.....  | 76  |
| Foto 02 – Visão parcial da planície fluvial na média bacia do Rio Entupido.....   | 88  |
| Foto 03 – Visão parcial da planície fluvial na baixa bacia do Rio Entupido.....   | 88  |
| Foto 04 - Aspecto da soleira gnáissica no baixo curso do Rio Entupido.....  | 89  |
| Foto 05 – Anfiteatro desarticulado na Alta Bacia do Ribeirão Entupido.....  | 90  |
| Foto 06a - Episódios de coluvionamento e retomada da dinâmica fluvial.....  | 91  |
| Foto 06b - Episódios de coluvionamento e retomada da dinâmica fluvial e planície da média bacia.....  | 91  |
| Foto 07 – Vale entulhado por sedimentos em afluente do Ribeirão Entupido.....   | 92  |
| Foto 08 – Vale confinado em afluente do Ribeirão Entupido.....  | 93  |
| Foto 09 – Setor do baixo curso do Ribeirão Entupido.....  | 94  |
| Foto 10 – Cascalheira em setor do baixo curso do Ribeirão Entupido.....   | 95  |
| Foto 11 – Setor do baixo curso do Ribeirão Entupido, onde se encontra nitidamente exposto o material grosseiro proveniente do retrabalhamento de cascalheiras a montante..... | 96  |
| Foto 12 – Sinuosidades do Ribeirão Entupido em seu baixo curso, onde se encontram-se antigos leitos da referida drenagem.....   | 97  |
| Foto 13 – Talude do Ribeirão Entupido em seu baixo curso, onde se verifica um eixo de deposição perpendicular de sedimentação.....  | 98  |
| Foto 14 – Aspectos morfológicos de talude vinculado a terraço fluvial na média bacia do Ribeirão Entupido.....  | 114 |
| Foto 15 – Visão parcial de soleira gnáissica recoberta por cascalheira em processo de dissecação.....   | 114 |

## ÍNDICE DE TABELAS

|   |     |
|---|-----|
| Tabela I – Dados pluviométricos do Município de Queluz-SP. Fonte: SIGRH-São Paulo (2007). .....                                 | 40  |
| Tabela II – Feições Depositionais e Seus Significados Geomorfológicos.....  | 49  |
| Tabela III – Tipologias para Anfiteatros segundo proposta de Moura (1998).....  | 51  |
| Tabela IV– Tentativa de Reconstituição do Quaternário Tardio por C <sup>14</sup> segundo proposta de Thomas (1994).....         | 56  |
| Tabela V – Distribuição anual de Th, U e K-40 nos sedimentos coletados no vale do Rio Entupido, Maciço do Passa Quatro, SP..... | 78  |
| Tabela VI – Cálculo das idades finais para as 08 amostras do vale do Rio Entupido, Maciço do Passa Quatro, SP.....              | 108 |

## RESUMO

A pesquisa de doutorado analisa os eventos deposicionais, esculptadores do relevo, na bacia do Ribeirão Entupido, Complexo Alcalino do Passa Quatro, Estado de São Paulo, a partir do estudo dos depósitos recentes da área. Além da análise geomorfológica na referida unidade espacial, a pesquisa buscou estabelecer a idade absoluta de deposição de algumas unidades sedimentares estruturadoras do relevo e os mecanismos envolvidos na sua gênese. Sendo que neste contexto, utilizou-se datações por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) e Termoluminescência (TL). Os depósitos sedimentares foram estudados a partir da abordagem morfoestratigráfica. O cruzamento de dados morfoesculturais e morfoestruturais e de datação absoluta permitiu estabelecer quais mecanismos, atuantes ao longo do último milhão de anos, comandaram a morfogênese na bacia em foco. A determinação da morfogênese permitiu definir a susceptibilidade do relevo às mudanças ambientais, inclusive às intervenções antrópicas. Os depósitos sedimentares apresentaram idades vinculadas ao Pleistoceno Superior (61.500 anos) e Holoceno (650 anos) representando, portanto, eventos diferenciados no desenvolvimento e localização deste ambientes. A complexidade da paisagem na bacia do Ribeirão Entupido envolve justamente esta interdigitação de materiais de idades diversas que compõem o mesmo ambiente de deposição, interferindo conjuntamente a tectônica e as condições climáticas, a priori, na espacialização dos depósitos e nas características dos sedimentos.

**Palavras chave:** Geomorfologia, depósitos correlativos, Termoluminescência, Luminescência Opticamente Estimulada, bacia hidrográfica.

## ABSTRACT

This research of doctor's grade analyze the depositional and sculptural events, at stream Entupido basin, Passa Quatro Alkaline Complex, Estate of São Paulo, from the study of recent deposits. Beyond the geomorphological analysis at referred spatial unit, this research tried to establish the absolute age of some sedimentary units that structure the relief and the mechanism involved in its genesis. The dating method of Optically Stimulated Luminescence (OSL) Thermoluminescence (TL) was used in that context. The sedimentary deposits were studied by morphostratigraphic approach. The crossing of morphosculptural and morphostructural data and absolute dating allow establish which mechanism, acting through the last million years, commanded the morphogenesis process at the basin. The determination of morphogenesis allowed define the susceptibility of relief to ambient changes, including anthropic intervention. The sedimentary deposits show ages linked at Upper Pleistocene (61.500 years) and Holocene (650 years), showing, therefore, differentiated events in development and localization of this environment. The landscape complexity in stream Entupido basin, involves precisely this interdigitation of materials and different ages that compose the same depositional environment, interfering jointly tectonic and climatic conditions, in prior, at specialization of deposits and sedimentary characteristics.

**Key words:** Geomorphology; Correlative deposits; thermoluminescence; Optically stimulated luminescence; hydrographic basin.

## I - INTRODUÇÃO

A compreensão da origem e evolução do relevo a partir da análise dos depósitos correlativos constitui-se em importante recurso para se identificar a dinâmica geomorfológica, tanto atual, quanto aquela que se processou no decorrer do Quaternário. Neste contexto, os complexos de rampas de colúvios, desempenham importante papel, pois se comportam como importantes registros paleoambientais, principalmente, nas regiões quentes e úmidas, daí ser de fundamental importância que, nos estudos morfoestratigráficos e morfotectônicos, proceda-se a análise da caracterização e da espacialização dos sedimentos cenozóicos, bem como da drenagem que lhe diseca, objetivando interpretar a dinâmica atual e pretérita que atuou no relevo, identificando, assim, os agentes envolvidos na sua gênese e evolução.

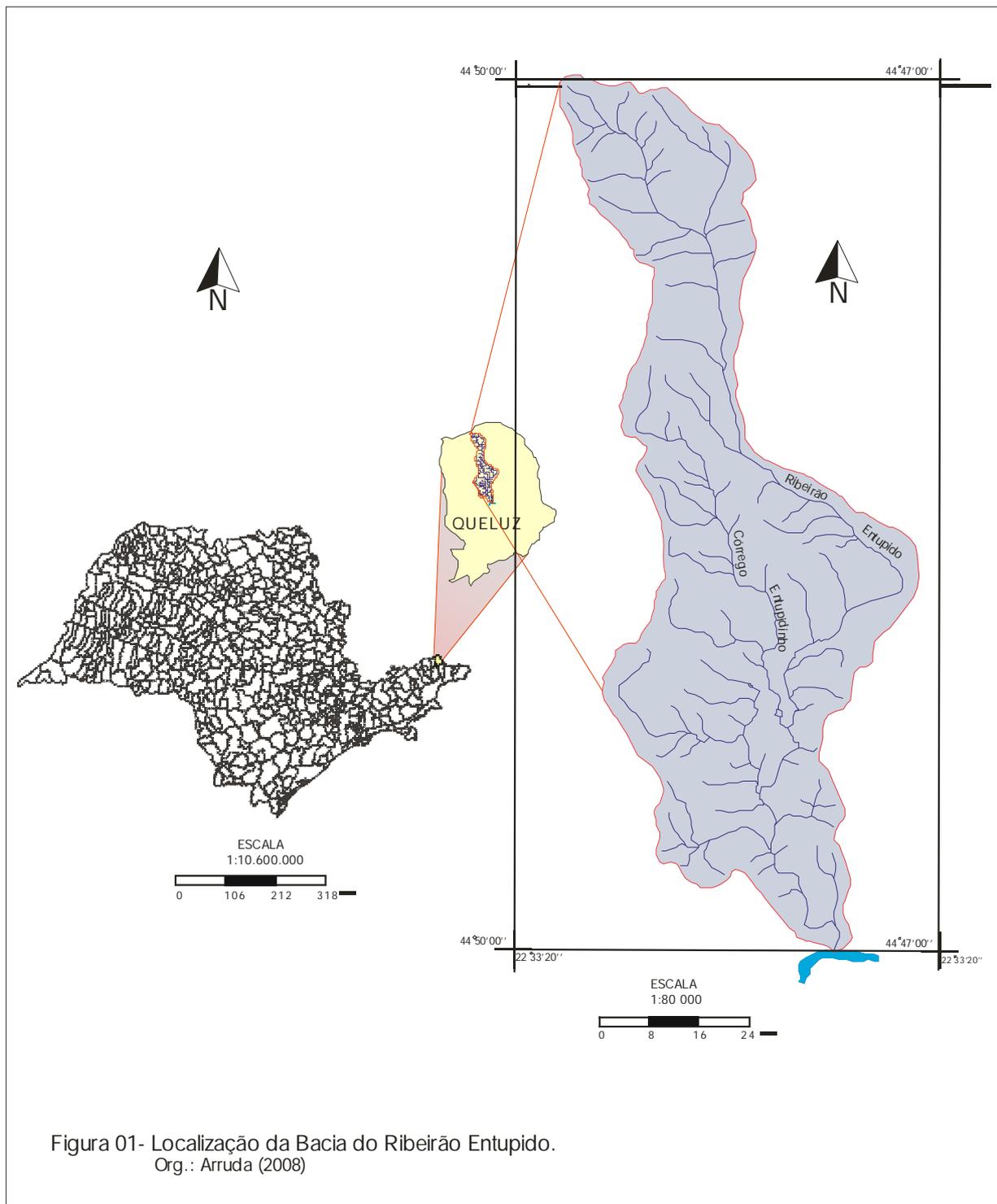
Mousinho e Monteiro (1979) e Mousinho e Moura (1984) enfatizaram a importância da análise dos sedimentos de encosta para o estudo da evolução das formas de relevo no Sudeste do Brasil. Neste sentido, a litologia e estratigrafia teriam importante influência sobre o condicionamento do relevo. A análise do relevo pela morfoestratigrafia busca identificar um corpo litológico, primordialmente, pela sua feição superficial, que pode ser diferenciada ou não das unidades que lhe são contíguas, e transgredir limites temporais ao longo de sua extensão (Frye & Wilman, 1962). De acordo com esta linha metodológica, as unidades deposicionais - objetos deste estudo – mantêm uma estreita relação com a morfologia superficial contemporânea.

Com relação à localização da área de estudo, a bacia hidrográfica do Ribeirão Entupido está situada no município de Queluz, no setor E do estado de São Paulo, entre as seguintes coordenadas geográficas: 22° 25'20'' e 22° 33'20'' S e 44°

47°00'' e 44° 50'50'' W. Os canais de 1º ordem da alta bacia do referido ribeirão escoam a partir das cumeeiras do Planalto denominado, Maciço Alcalino do Passa Quatro, Mantiqueira Oriental, o qual marca também os limites entre os estados de Minas Gerais e São Paulo. O ribeirão Entupido estabelece na baixa bacia confluência direta com o Rio Paraíba do Sul na porção SW do município de Queluz. (Figura 01)

Na Mantiqueira, a rede de drenagem responde diretamente aos controles litológicos e estruturais, instalando-se como drenagem conseqüente em consonância com os controles morfogenéticos. A principal exceção refere-se às drenagens antecedentes que atravessam discordantemente os controles lito-estruturais e que, portanto, possuem uma idade inferida mais antiga. O Ribeirão Entupido, objeto deste projeto, é um dos cursos de pequena dimensão que drenam a vertente meridional da serra, demandando para o rio Paraíba do Sul, com o qual conflui nas proximidades da cidade de Queluz, SP. Seu curso encontra-se totalmente contido nas folhas Passa Quatro (SF-23-Z-A-I-3) e Cruzeiro (SF-23-Z-A-IV-1) a 1:50.000, publicadas em 1974 pelo IBGE. Trata-se de um curso de curta extensão, menos de 20 km, de direção geral N-S, e integrando o conjunto de drenagens que, dissecando ativamente a vertente sul da serra, depositaram, ao longo do neo-cenozóico, um sistema complexo de leques aluviais ao seu sopé. Neste trabalho, partiu-se do pressuposto que, considerando-se a totalidade da bacia do rio Paraíba do Sul, a bacia do ribeirão Entupido apresenta uma baixa ordem na hierarquia fluvial regional, classificando-se como 6ª ordem segundo proposta de Stralher, o mesmo apresente uma resposta dinâmica, ainda discernível, na paisagem aos *inputs* formativos do relevo (lito-estrutura, tectônica e clima), através da geometria do canal como dissimetria do vale, escalonamento de anfiteatros e disposição das formações superficiais.

A abordagem morfoestratigráfica, assim como utilizada por Moura e Meis (1986), busca associar as diversas formas do relevo com as formações superficiais que as estruturam. Desta forma, unidades deposicionais e perfis de alteração *in situ* passam a integrar a estrutura epidérmica da paisagem, e não apenas os arcabouços litológicos constituintes dos diversos embasamentos regionais. A importância desta abordagem reside na sua ênfase morfogenética, uma vez que cada unidade morfoestratigráfica está alicerçada em materiais que resgatam a história erosiva/deposicional da área.



Levando-se em conta que os relevos deposicionais são aqueles que melhor registram a história erosiva de um compartimento de relevo, o estudo dos seus materiais constituintes possibilita uma compreensão dos mecanismos envolvidos no afeiçoamento da paisagem.

Desta forma, as sequências deposicionais do ribeirão Entupido foram submetidas a uma análise espacial, na qual se buscaram correlacionar os depósitos sedimentares. Também foram identificadas a ocorrência de controles locais, e, portanto, um certo grau de unicidade, relacionados à deposição das seqüências sedimentares.

Embora o estudo tenha abrangido toda a bacia do ribeirão Entupido, algumas feições notavelmente importantes para a definição dos processos denudacionais e morfogenéticos foram priorizadas. A paisagem local é marcada pela ocorrência de depósitos de encosta (colúvios), relacionados com a remobilização recorrente dos mantos de alteração. Como ocorre em outras áreas do domínio tropical úmido do Brasil, estes depósitos de encosta se interdigitam com os depósitos aluviais, e, portanto, ambas as unidades passam a ter importância para a determinação da dinâmica da paisagem. Tais relações de sobreposição são notáveis em cabeceiras de drenagem, em forma de alvéolos, muitas vezes, não canalizadas, geralmente, em posição lateral ao dreno principal. Segundo Moura et al. (1998), a sedimentação coluvial/aluvial responsável pela colmatação dos alvéolos ocorreu simultaneamente a partir do Plio-pleistoceno.

No entanto, a maior parte das datações de eventos deposicionais em cabeceiras de drenagem do Sudeste do Brasil vem sendo feita a partir de horizontes orgânicos, a exemplo do trabalho de Behling & Lichte (1997), que atesta a fase de estabilização da encosta (canal fluvial), e não a sedimentação em si. Assim, a datação por  $C^{14}$  assume um caráter de datação relativa da idade máxima da deposição. Corrêa (2001) demonstrou a eficácia do método da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) para a datação absoluta de colúvios em um maciço subúmido no Nordeste do Brasil a partir da datação de quartzo e do feldspato. Neste sentido, este trabalho se beneficiou da técnica para datar os eventos deposicionais por si mesmos.

A temporalidade dos eventos deposicionais no âmbito das encostas e do canal fluvial do ribeirão Entupido estabelece uma cronologia para os episódios mais recentes de sedimentação. Desta forma, o estudo das unidades morfoestratigráficas

pode contribuir diretamente para a análise da desnudação; na área em questão, a partir da investigação dos eventos modeladores do relevo contemporâneo, e, portanto, da última fase erosiva experienciada pela região, cujas evidências materiais (sedimentos correlativos) ainda se encontram distribuídas pela paisagem.

### **1.1 Justificativa da escolha do Tema e da Área**

Acredita-se que a elaboração dos modelados de deposição ao longo da bacia do Ribeirão Entupido, sedimentos de encostas e aluvionares, esteja relacionada a eventos morfogenéticos de caráter cíclico, de ordem climática ou tectônica. Estas hipóteses foram testadas, na área, para os depósitos recentes ( $< 1\text{Ma}$ ), visando recompor sua história morfogenética recente, e as principais variáveis formativas.

Procurou-se identificar áreas deposicionais tipos da Bacia do Ribeirão Entupido, visando à caracterização das unidades morfoestratigráficas ali observadas, bem como estabelecer correlações entre os eventos deposicionais e a morfogênese.

Assim sendo, foram mapeadas as mencionadas áreas deposicionais e buscou-se, pela interpretação dos materiais constituintes, sua datação, e interpretar a atuação dos agentes responsáveis pela elaboração do modelado.

De modo geral, busca-se analisar a origem e desenvolvimento da bacia do Ribeirão Entupido através da análise morfoestratigráfica. No entanto, a falta de dados vinculados à micromorfologia não permitiu o estabelecimento de uma coluna estratigráfica para a área analisada, porém são apresentados dados cronoestratigráficos relativos aos depósitos correlativos encontrados na área visando oferecer subsídios para uma melhor compreensão da área e dos fenômenos a ela vinculados.

Dois aspectos foram determinantes para a escolha da área de estudos. Um primeiro aspecto importante refere-se ao fato de a Depressão do Médio Paraíba do Sul apresentar os mais importantes estudos em depósitos sedimentares recentes da porção continental no Brasil. Como diversas pesquisas e datações já foram realizadas a partir de técnicas como o C14, a comparação destes resultados com os provenientes da Datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) permite conclusões de grande valia para compreender a evolução das bacias deste compartimento geomorfológico.

Ainda neste contexto, a coluna aloestratigráfica elaborada por diversos estudos desenvolvidos por Moura e Mello (1991, 1995) na bacia do Rio Bananal no estado do Rio de Janeiro, configura-se em importante referência para comparações com pesquisas do gênero.

Outro aspecto que determinou a escolha da bacia do Ribeirão Entupido para o desenvolvimento da pesquisa foi sua localização numa área de contato entre dois compartimentos de grande relevância morfotectônica no sudeste brasileiro, Serra da Mantiqueira e Depressão do Médio Paraíba do Sul.

## **1.2 Objetivos**

O objetivo desta pesquisa desenvolvida em nível de doutorado é compreender a gênese e evolução do relevo na bacia do Ribeirão Entupido com ênfase na história deposicional recente da área. Desta forma, realizou-se a interpretação dos materiais constituintes, sua datação e interpretação da atuação dos agentes endógenos e exógenos sobre o relevo.

Para que os objetivos fossem alcançados, uma série de procedimentos foram desenvolvidos como o mapeamento geomorfológico o qual contribuiu para a compreensão da dinâmica da área, tendo em vista a caracterização da atual morfologia desenvolvida pelos condicionantes que atuam e/ou atuaram no sistema da bacia hidrográfica. A análise espacial das formas deposicionais e sua correlação com as áreas fontes, assim como a identificação das feições litoestruturais, foram realizadas com a finalidade de acrescentar informações na história evolutiva da referida bacia.

Outro procedimento necessário foi a utilização da Datação por LOE e por TL na análise dos sedimentos com o intuito de averiguar a coerência da técnica nos estudos geomorfológicos.

A utilização de estratégias de aferição, em campo, dos parâmetros hidrológicos do Ribeirão Entupido, e sua relação com a estruturação da morfologia fluvial contemporânea fundamentará a sobreposição das taxas de atividade de longo prazo (Pleistoceno Superior / Holoceno) com aquelas relacionadas à dinâmica recente. Tal procedimento visa definir como os padrões de atividade geomorfológica têm atuado ao longo da bacia no período recente e, portanto, subsidiar estudos que visem o seu ordenamento.

A contribuição da presente tese envolve a análise geomorfológica de detalhe para este setor da região sudeste brasileira, tendo a bacia hidrográfica como unidade de análise, a compreensão da história evolutiva da paisagem neste setor de conexão entre o Maciço Alcalino do Passa Quatro e o Vale do Rio Paraíba do Sul, uma vez que a maioria dos trabalhos caracteriza o Maciço especificamente ou setores a E do alto estrutural de Queluz, a utilização da datação de sedimentos por LOE e LT, técnica ainda pouco utilizada na Bacia de Taubaté, e a correlação destes sedimentos com as colunas estratigráficas com as colunas propostas por pesquisas na região do Bananal (Moura & Mello, 1991).

## II - CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

### 2.1 Escala Regional

De acordo com Almeida et al (1984), a área de estudos do ponto de vista geológico situa-se na província estrutural da Mantiqueira, em seu setor central, que está compreendida entre os paralelos 20° 00' e 26°30' S.

As unidades do Proterozóico Superior ocorrentes nesta Província foram, segundo os autores (op. cit.) dobradas, metamorfizadas e injetadas por granitóides e migmatizadas, em processos que não foram unifásicos. Estes processos acusaram modificações que dificultam a reconstituição das seqüências e características primárias das rochas, mas as unidades maiores podem ser individualizadas desde que as estruturas que modificaram a geometria dos corpos rochosos e as transformações mineralógicas e texturais sejam deslindadas.

De acordo com IPT (1981), a região onde se situa a bacia hidrográfica do Ribeirão Entupido compreende litologias pré-cambrianas, rochas alcalinas vinculadas ao Mesozóico e acumulações recentes. O afloramento de diferenciadas litologias, com resistência e natureza diversas, resultam também sob efeito dos agentes exógenos, em formas de relevo específicas em diferentes setores da bacia em questão.

Relativo ao Arqueano, é identificado na área o Complexo Juiz de Fora (Grupo Canastra), composto de migmatitos remigmatizados de estruturas complexas com paleossomas gnáissicos, xistosos e quartizíticos.

Vinculado ao Proterozóico Superior pode ser identificado o Complexo Embu (Grupo, Açungui) relacionado, segundo o IPT (1981), às Rochas Graníticas

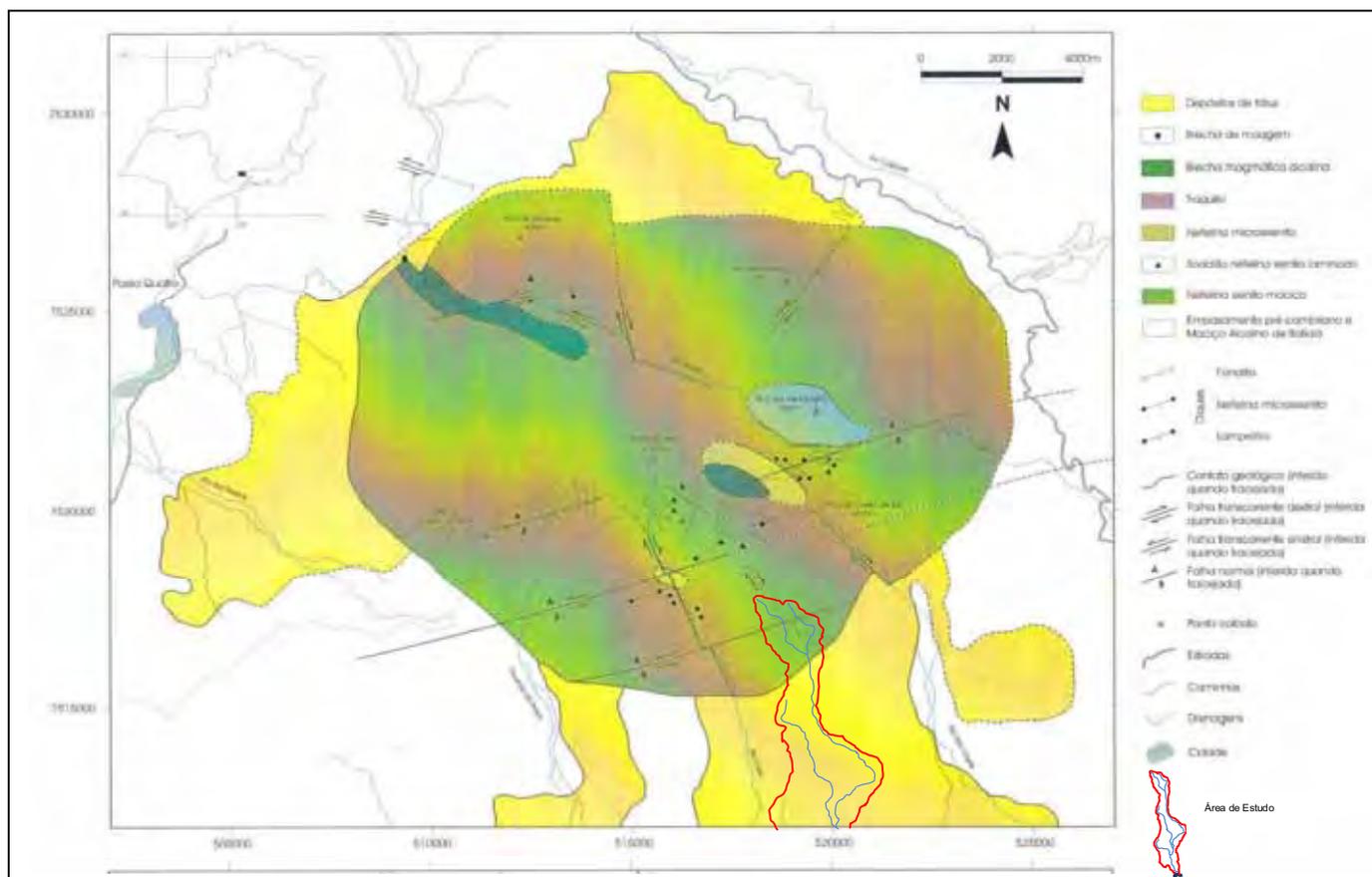
Sintectônicas. Este complexo litológico é formado por migmatitos heterogêneos de estruturas variadas, predominando estromatitos de paleossoma xistoso, gnáissico ou anfibolítico; migmatitos homogêneos variados predominando os de natureza homofânica, oftalmítica e facoidal, com ocorrência subordinada de corpos metabásicos.

Com idade vinculada ao Mesozóico têm-se na área o Corpo Alcalino de Passa Quatro, formado por nefelina sienitos, pulaskitos, quartzo álcali-sienitos e álcali-granitos cortados por diques não individualizados de natureza fonolítica e tinguaítica.

Segundo IPT (op. cit.), entre os depósitos quaternários identificados na área têm-se os sedimentos continentais indiferenciados compreendidos como depósitos continentais incluindo sedimentos elúvio-coluvionares de natureza arenosa-argilosa e depósitos de caráter variado associados às encostas.

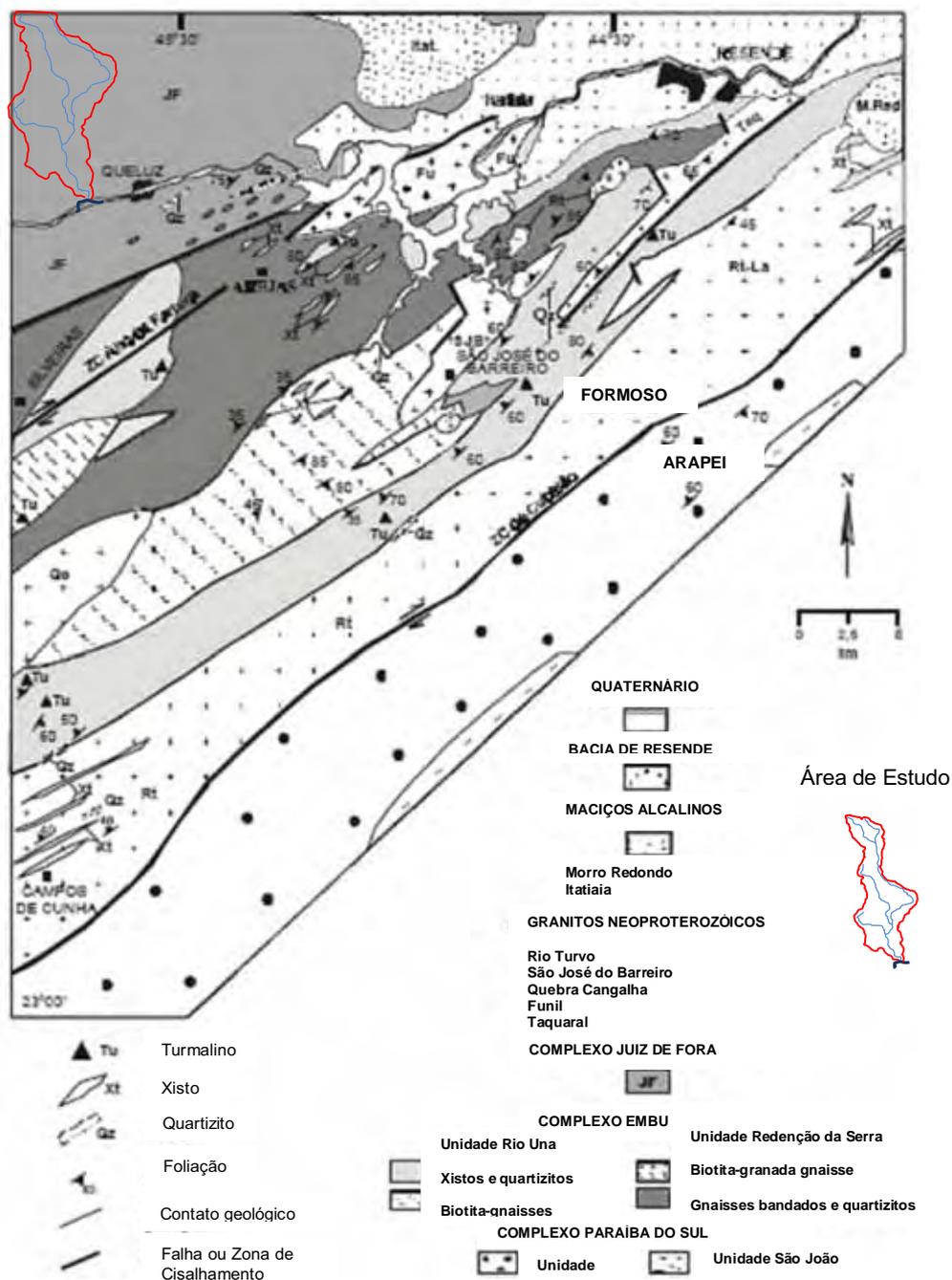
Além disso tem-se também os aluviões em geral, incluindo areais inconsolidados de granulação variável, argilas e cascalheiras fluviais subordinadamente em depósitos de calhas e/ou terraços.

De acordo com o autor (op. cit.), o Complexo Juiz de Fora forma pequenos núcleos expostos em meio ao Complexo Embu, no extremo leste paulista, nas proximidades do limite com o Estado de Minas Gerais, nas adjacências de Cruzeiro e Queluz. A respeito do magmatismo alcalino consta-se que os mesmo vincula-se a importante fenômeno magmático no contexto da evolução geológica meso-cenozóica e no relacionamento que tal processo teve com a abertura do Atlântico. A dificuldade de encontrar o mapa geológico de detalhe da área de estudo resultou no conseqüente uso do mapa da figura 02 que retrata as litologias do Maciço do Passa Quatro, referindo-se à alta bacia do Ribeirão Entupido e o mapa da figura 03 que indica o complexo litológico predominante na média e baixa bacia da referida drenagem.



Fonte: Chiessi (2004)

Figura 02 – Localização da Área de Pesquisa no contexto geológico do Maciço Alcalino do Passa Quatro.



Fonte: Pereira (et al, 2001)

Figura 03 – Localização da área de pesquisa no contexto Geológico da região entre Resende, Arapeí, Queluz, Silveiras e Campos de Cunha.

Com relação ao Maciço, IPT (1981) afirma que o número de centros de intrusões conhecidos, de rochas alcalinas e alcalino-ultrabásicas penetradas no interior e regiões periféricas à bacia do Paraná em território brasileiro, no Uruguai, Paraguai e Bolívia durante o Mesozóico e o Paleógeno ultrapassa sessenta.

Para Almeida et al. (1983), as rochas alcalinas são entendidas como as que possuem feldspatóides e/ou anfibólitos ou piroxênios alcalinos, sendo que associados a estes podem ser encontrados dunitos, peridotitos, carbonatitos, rochas calcio-alcalinas, kimberlitos, etc.

Segundo os autores (op. cit), o evento de magmatismo alcalino na região meridional da Plataforma Sul-Americana resultou do importante processo diastrófico ocasionado a partir do Jurássico, denominado de Reativação Wealdeniana, ocorrido após longo período de calmaria que se procedeu na plataforma a partir do Carbonífero.

Estes eventos, particularmente intensos na região sul, reativou antigos falhamentos, ocasionando o surgimento de blocos de falha, soerguimento de arcos, abatimentos de bacias costeiras e segundo o autor, acentuada subsidência da Bacia do Paraná.

Para Almeida et al. (1983), entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior pré-Aptiano, a ocorrência de extenso vulcanismo basáltico toleítico teria preenchido a Bacia do Paraná, sendo que suas bordas seriam caracterizadas pela presença de enxames de diques de diabásio. Para o autor, foi neste contexto que se processou a primeira fase do vulcanismo alcalino, contemporânea aos basaltos, sendo que a segunda fase ocorreria no Cretáceo Superior, com derradeira pulsação no Eoceno.

Para o autor (op. cit) devido às coincidências cronológicas e espaciais, pode-se afirmar que a Reativação Wealdeniana estaria intrinsecamente relacionada ao fenômenos de abertura do Oceano Atlântico Sul.

A respeito da distribuição geográfica das rochas alcalinas, de acordo com Almeida (1983), as mesmas situam-se a sul do paralelo 15 ° S, espalhando-se em grande parte da Plataforma Sul-Americana, agrupando-se no entanto em três áreas distintas:

- 1) Nas bordas da Bacia do Paraná, expondo o embasamento pré-siluriano, ou atravessando os sedimentos das bacia, ocorrendo somente nas orlas das áreas basálticas. No que se refere a idade, ocorrem rochas alcalinas dos três estágios de reativação, sendo independente a distância da costa.

- 2) Grupo de intrusivas e efusivas alcalinas, concentrados na região costeira, tanto formando ilhas ou até a 100 km da costa. Apresentam-se geralmente em região topograficamente acidentada e elevada. Incluem rochas do segundo e terceiro estágios da reativação.
- 3) Rochas alcalinas mais afastadas, na Bolívia Oriental, distando cerca de 1500 km isoladas do litoral, no interior do Cráton Amazônico. Mesmo afastadas, cronologicamente correspondem às demais rochas alcalinas mesozóicas da região Sul da Plataforma Sul-Americana.

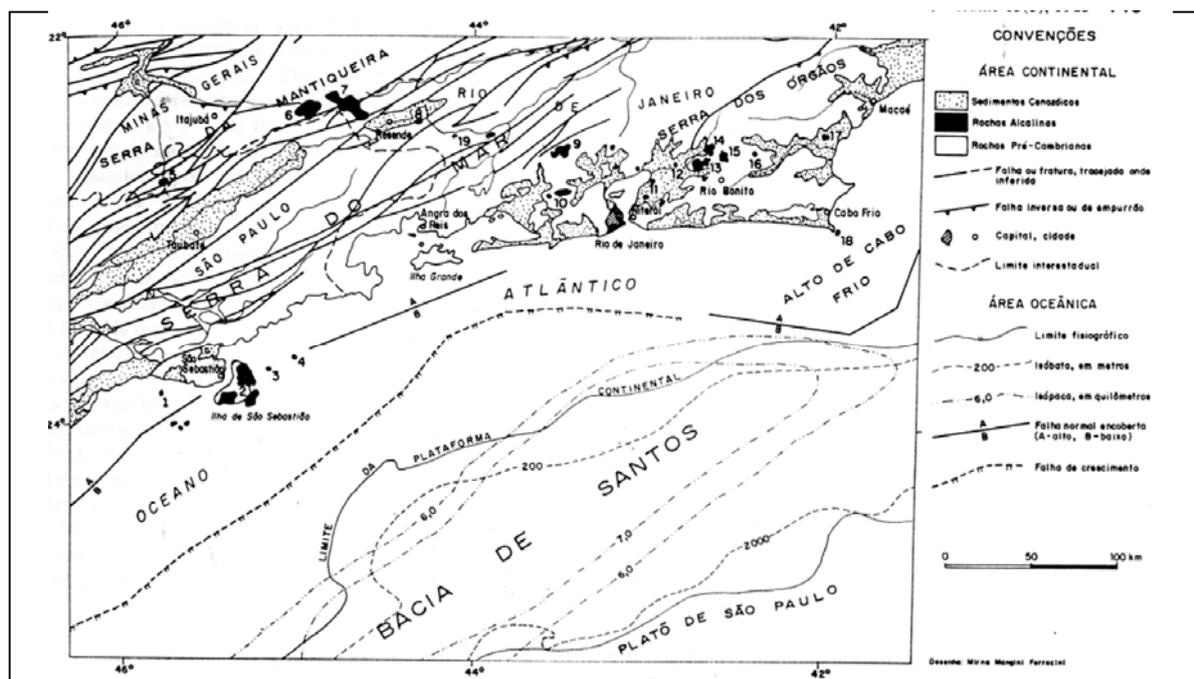
Levando em consideração o agrupamento formado pelos diques alcalinos e sua distribuição geográfica, Almeida et al (1983), adota o conceito de província alcalina para analisar o conjunto de características que se desenvolvem em cada região onde tais agrupamentos ocorrem (Figura 04).

Neste momento, tendo em vista a área de estudo, aqui apresentada, será dada importância à Província Serra do Mar. Para o autor (op. cit.) a Província desenvolveu-se numa área que entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior havia sofrido soerguimento crustal, sendo intensamente fraturadas nas direções NE-ENE. Justamente nestas direções ocorreram a intrusão de diques de diabásio e diques derivados do magma basáltico toleítico. A área estaria relacionada, segundo o autor, a um antigo arqueamento vinculado provavelmente ao Paleozóico.

Almeida et al. (1983), ressalta a possibilidade destes diques básicos eocretáceos das regiões Sudeste paulista e do Rio de Janeiro, terem sido erodidos, já que seus remanescentes são encontrados no fundo da Bacia de Santos, e não foram preservados nas bacias eocênicas do Vale do Paraíba do Sul.

Para Almeida et al. (1983) ocorrem semelhanças apresentadas pelo magmatismo basáltico no Arco de Ponta Grossa e no soerguimento da Serra da Mantiqueira, sendo que a evolução destas duas estruturas teria sido paralela, entre o final do Jurássico e o Cretáceo Inferior pré-Aptiano.

No que confere à evolução da bacia de Santos, o autor constata que no decorrer do Cretáceo Superior a subsidência da Bacia foi acentuada, concomitantemente ao período que a região costeira adjacente ascendia, intensificando também a erosão, fornecendo assim grande volume de materiais clásticos à plataforma continental (Formação Santos).



Fonte: ALMEIDA (1983)

Figura 04 – Mapa Geológico da Província da Mantiqueira Oriental e Serra do Mar, destacando-se a localização das Intrusões Alcalinas.

A partir deste contexto regional, Almeida (1983) afirma que o magmatismo alcalino da província Serra do Mar manifestou-se através de trinta intrusões isoladas principais, destacando-se por suas dimensões, as intrusões do Itatiaia, Passa Quatro, três na Ilha de São Sebastião, Gericinó-Mendanha, Rio Bonito, Itaúna, Soarinho, Tinguá, Tanguá e Morro de São João. Considerando as datações numericamente insuficientes, o autor indica que as alcalinas pertencentes a esta província estão vinculadas à segunda fase do magmatismo, de idade entre o Senoniano Inferior e a Eoceno.

Para o autor, no médio vale do Paraíba do Sul, com direção ENE, aproveitando-se das estruturas antigas, ocorrem intrusões como a de Morro Redondo, havendo também aquelas intrusões junto ao front escarpado, na área que delimita o graben em suas adjacências, como os complexos alcalinos de Passa Quatro, Itatiaia e Ponte Alta.

Deve-se considerar portanto, que o magmatismo alcalino neocretáceo-eocênico desenvolveu-se seguindo direções de antigas fraquezas crustais, tanto em falhas reativadas como em novas falhas que também obedeciam tais direções. O fenômeno tectono-magmático ocorreu praticamente na mesma região, sujeito às

mesmas direções em que anteriormente, havia se processado intrusão de magma basáltico e seus derivados, do estágio rift, mas não do magma alcalino.

Segundo Almeida et al. (1983), dois fatos são importantes para a compreensão dos centros alcalinos neocretáceos a eocênicos e sua relação com a Bacia de Santos. Não se deve esquecer que a Bacia de Santos desenvolveu-se no Cretáceo e Cenozóico nas adjacências do sítio onde atualmente se encontra a Serra do Mar.

Para o autor (op. cit.), o primeiro fato importante é que todas as alcalinas neocretáceas-eocênicas encontradas na região costeira e às ilhas entre São Paulo, Paraná e Rio de Janeiro situam-se numa faixa que dista até 150 km em direção ao interior a partir da borda rasa da Bacia de Santos. Isso indica que após a ascensão e erosão dos derrames basálticos eocretáceos, compreendidos entre a Bacia do Paraná e a então subsidente Bacia de Santos, o reajuste isostático teria levado a crosta a um novo soerguimento, que se relacionou, por fraturamento tradicional ao magmatismo alcalino. No entanto grande parte desse soerguimento foi erodida na área da plataforma continental rasa, ou abatida na Falha de Santos.

Outro fato importante é que tais intrusões estão dispostas numa área crustal, que segundo o autor (op. cit.), entre o final do cretáceo Inferior (Albo-Aptiano) e o Quaternário, sujeitou-se a movimentos verticais opostos de blocos que são de magnitude única em toda a costa atlântica do continente.

A partir do Albo-Aptiano, o abatimento da bacia originou desnível de 11 km entre os cimos da Serra da Mantiqueira e a base da sedimentação que recobre o basalto da bacia de Santos, não considerando no entanto, a espessura erodida que no Cretáceo Superior constituiu teto para grandes intrusões como Itatiaia e Passa Quatro.

Segundo Riccomini (1989), no período entre o Cretáceo Inferior e o Paleoceno, a tectônica distensiva vinculada à Reativação Wealdeniana (ou Sul-Atlantiana) caracterizou-se por intenso magmatismo toleítico e alcalino (Passa Quatro e Itatiaia), e pelo soerguimento regional decorrente da ação de uma pluma mantélica que por sua vez propiciou o rifteamento e separação da América do Sul e África.

No que se refere à costa da região brasileira, desenvolveu-se a Bacia de Santos e o soerguimento formou um sistema de relevo inclinado em direção ao interior do continente e escarpado na face atlântica.

Para o autor (op. cit.) no Paleógeno (Paleoceno-Oligoceno) ocorreram fases de “estabilidade tectônica” que contribuíram para o desenvolvimento da Superfície Sul-Americana e intenso processo de laterização.

Neste sentido, constata-se a relação direta da evolução dos compartimentos estruturais desta porção do sudeste do Brasil com o quadro tectônico que permitiria a intrusão alcalina do Passa Quatro. Por sua vez, o Maciço Alcalino refere-se a importante estrutura que daria origem aos cursos fluviais que lhe dissecam, como o próprio Ribeirão Entupido. Dinâmica esta, associada aos eventos que ocorreram no Cretáceo Superior e Paleógeno.

### **2.1.1 Neotectônica e Aspectos Morfoestratigráficos Região do Médio Paraíba do Sul**

Segundo Salvador & Riccomini (1995), deve-se ressaltar a ocorrência do denominado Alto Estrutural de Queluz, denominada anteriormente de Soleira de Queluz por Freitas (1951), na área que limita São Paulo e Rio de Janeiro, como sendo uma feição estrutural positiva que separa as bacias de Resende e Taubaté, onde têm se encontrado, de acordo com os primeiros autores, inúmeras evidências de tectônica recente.

De acordo com Salvador et al (1995), no período entre o final do Neógeno ou início do Pleistoceno ocorreram fases de deposição de sedimentos aluviais mais antigos relativos ao Rio Paraíba do Sul. Fato de grande importância é que os depósitos lamínicos que os recobrem, seriam indícios de um evento tectônico que teria propiciado a desestabilização do relevo.

Para os autores, parte dos depósitos de tálus encontrados junto às escarpas dos maciços alcalino de Passa Quatro e Itatiaia estariam vinculados a este período de instabilidade tectônica. Além disso, depósitos de colúvios ou colúvio-aluviais de idade Pleistocênica identificados atualmente em interflúvios também sofreram interferências deste tectonismo, de caráter transcorrente, relacionado, segundo os autores, a um binário dextral de direção aproximada E-W, ativo na referida época.

Salvador et al (1995), afirmam que durante o Holoceno houve mudanças no campo dos esforços que caracterizaram um regime extensional de direção E-W e secundariamente (WNW-ESE).

Chiessi (2004), integrando resultados de modelos numéricos do terreno, mapas morfométricos, lineamentos, litotipos, estruturas rúpteis e paleotensões relacionada às fases tectônicas que afetaram o Maciço Alcalino do Passa Quatro determinou a evolução dos campos de esforços cenozóicos do maciço.

Segundo o autor (op cit) a cronologia relativa de geração dos quatro sistemas de fraturas que compõem o padrão de fraturamento do maciço está associada à seguinte evolução dos paleocampos de esforços: (1) transcorrência sinistral com binário E-W; (2) extensão NW-SE; (3) transcorrência sinistral com binário E-W; e (4) transcorrência dextral com binário E-W. (Figura 05)

O autor distribui ainda, estas quatro fases evolutivas entre o Cretáceo Superior e o Pleistoceno corroborando com as propostas de Ricominni (1989) e ressalta que na escala regional, a qual aborda o Maciço Alcalino, a evolução processou-se a seguinte seqüência:

- **Fase I:** Transcorrência sinistral (binário E-W), Cretáceo Superior-Paleoceno. As paleotensões associadas às juntas, falhas e diques das rochas alcalinas máficas indicam que seu desenvolvimento deu-se sob a influência de paleocampo de tensões transcorrente sinistral, com  $\sigma_1$  orientado ao redor de NE-SW e  $\sigma_3$  orientado ao redor de NW-SE. Tal paleocampo controlou a gênese do sistema de fraturas mais antigo.

- **Fase II:** Extensão NW-SE, Eoceno-Oligoceno. Seu desenvolvimento deu-se sob paleocampo de tensões extensivo com  $\sigma_3$  orientado ao redor de NW-SE e  $\sigma_1$  vertical. Foi responsável pela fase inicial de formação do Rift Continental do Sudeste Brasileiro com importantes conseqüências para o Maciço Alcalino do Passa Quatro.

- **Fase III:** Transcorrência sinistral (binário E-W), Mioceno. O desenvolvimento se deu sob paleocampo de tensões transcorrente sinistral, com  $\sigma_1$  orientado ao redor de NE-SW e  $\sigma_3$  orientado ao redor de NW-SE. Foi responsável por intenso fraturamento do Maciço Alcalino do Passa Quatro, caracterizando-se na fase tectônica melhor representada em quantidade de fraturas.

- **Fase IV:** Transcorrência dextral (binário E-W), Pleistoceno. Desenvolvimento sob paleocampo de tensões transcorrente dextral, com  $\sigma_1$  orientado ao redor de NW-SE e  $\sigma_3$  orientado ao redor de NE-SW. Foi responsável pela geração de falhas de destaque geomorfológico.

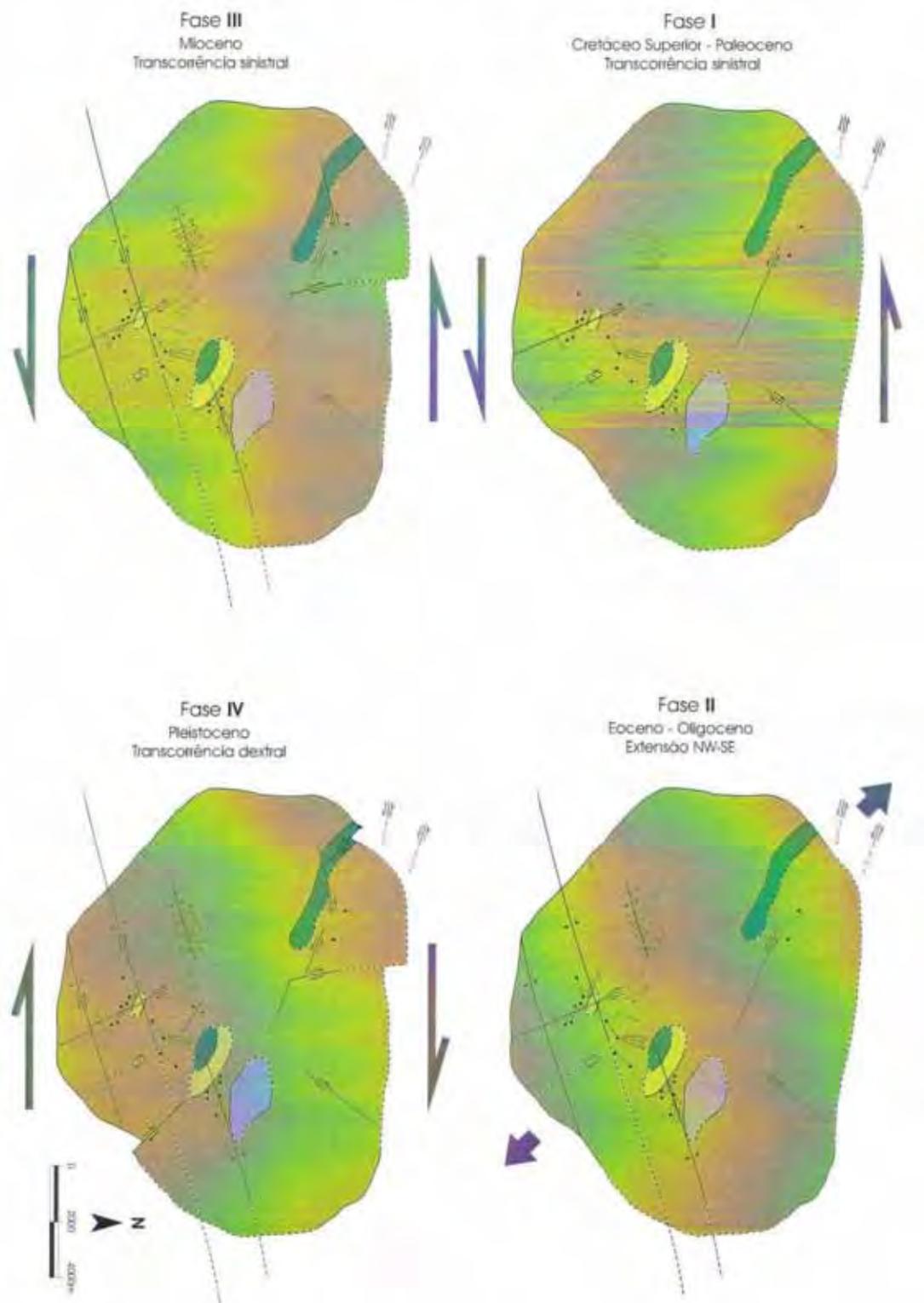


Figura 05 – Esboço paleotectônico da evolução do Maciço Alcalino do Passa Quatro. Estruturas representadas em cinza não sofreram movimentação na fase tectônica correspondente. (Chiessi, 2004)

Uma vez abordados a caracterização regional do setor de rifteamento da porção sudeste brasileira e a gênese e evolução do Maciço Alcalino do Passa Quatro, quesitos necessários para a compreensão da dinâmica morfoestrutural da bacia do Ribeirão Entupido, realiza-se em seguida a caracterização regional dos sedimentos, assim como referências da tectônica no processo de erosão e deposição dos mesmos.

Segundo Gontijo (1999), testemunhos do episódio de fragmentação da Superfície Sul-Americana, resultado do último evento de soerguimento são identificados na Serra da Bocaina na forma de depósitos residuais, com perfis de horizonte plintificados, ferruginizados e caulinizados. Estes depósitos podem ser observados em diferentes compartimentos topográficos; tanto no topo da serra, a 1200 m, no compartimento das colinas a 500 m, como na base das Bacias de Resende e Volta Redonda.

Para a autora (op. cit.), em consequência desta reativação vinculada ao Pleistoceno ocorre na Região da serra da Bocaina, a intensificação dos processos erosivos permitindo a remoção do manto de intemperismo gerando intensos processos de coluvionamento, entulhando as paleodrepressões do relevo.

A continuidade da compressão NW e o reafeiçoamento da paisagem, decorrente do aprofundamento dos vales marcam, segundo a autora, o início da sedimentação holocênica, permitindo que grande parte destes sedimentos permanecessem preservados nos topos e médias encostas e, ao longo de paleodrenagens, no topo da Serra da Bocaina.

Bistrichi (2001), datando os sedimentos da região de Atibaia e Bragança Paulista através da técnica da Palinologia, constata que as amostras índices do Mioceno Superior, provavelmente depositaram-se em pequenos corpos d' água em clima temperado com estações bem definidas. Para o autor (op. cit.), a raridade de fungos evidenciam condições climáticas mais secas, indicadas também pela raridade de algas quanto pela pouca presença de matéria orgânica em decomposição.

Nos compartimentos deposicionais relativos à essa região puderam ser constatadas seqüências sedimentares com idades que demonstraram três longos episódios de sedimentação, sendo o primeiro associado ao período entre o Eoceno Superior ao Oligoceno Inferior, uma segunda seqüência vinculada ao Mioceno

Superior, além de um terceiro ciclo deposicional que ocorrera dentro do intervalo Plioceno ao Recente.

Os esforços tectônicos mais tênues, segundo Bistrichi (2001), proporcionaram o desenvolvimento de bacias rasas no interior, propiciando o surgimento de áreas deprimidas, locais de sedimentação paleogênica, em que as áreas fontes seriam relevos acentuados, provavelmente as proto-serras do Mar e Mantiqueira.

Segundo o autor (op. cit.), a área de deposição dessa época, constituída por uma ou um conjunto de bacias possuiu sua configuração controlada por falhamentos de direções NE-SW e ENE-WSW, provenientes da reativação das linhas estruturais do embasamento pré-cambriano. O clima provavelmente pode ter sido úmido, com estações secas frias, devido a presença de pólen de coníferas e pelas características faciológicas; fluxos gravitacionais de alta energia com matriz argilosa (diamictitos) proveniente de leques aluviais e em ambiente lacustre raso mas perene.

De acordo com Bistrichi (2001), a interpretação de uma clima semi-árido aventadas para a Bacia de Taubaté, adjacente, devido à ocorrência de margas e calcretes nos sedimentos da Formação Tremembé ocorre porque as seqüências superiores da referida Bacia, cujas idades correspondentes estendem-se até o Oligoceno Superior, foram erodidas.

No Mioceno Superior ocorre um recrudescimento tectônico, sob regime transcorrente, com rotação da Placa Sul –Americana para Oeste, provocando embaciamentos com sedimentação, sendo que as estruturas de direção NE-SW foram responsáveis pela reestruturação das bacias paleogênicas, por meio dos altos estruturais. (Bistrichi, 2001)

Para o autor, no Mioceno movimentos diferenciados nos vários blocos morfotectônicos intensificaram os desnivelamentos da Superfície Sul-Americana, originando os setores planálticos. Tais soerguimentos associados ao clima intensificou a erosão permitindo a formação de pedimentos vinculados à deposição de detritos através dos leques aluviais.

O Plioceno Inferior caracterizou-se por nova fase de quiescência tectônica, possibilitando a geração de nova superfície de aplainamento, correspondendo segundo Bistrichi (2001) à Superfície Pd2 de Bigarella (1965).

Durante o Plioceno Superior-Pleistoceno, ocorre reativação tectônica, deformando os sedimentos Terciários. No entanto, segundo Bistrichi (2001), as

estruturas ENE, NW e algumas NE, permitiram a conservação de sedimentos miocênicos, enquanto as duas primeiras direções contribuíram na sedimentação quaternária.

Persiste no Holoceno a atividade tectônica transcorrente, manifestando-se através de soerguimento generalizado e forte dissecação do relevo. No entanto o soerguimento não é uniforme em todos os compartimentos. Além disso, os segmentos NW-E-W, presentes desde o Pleistoceno, são agora áreas da sedimentação holocênica.

### 2.1.2 Litoestratigrafia

Analisando os depósitos sedimentares na região do Alto Estrutural de Queluz, entre os estados de São Paulo e Rio de Janeiro, Salvador e Riccomini (1995) afirmam a ocorrência de **Sedimentos Terciários** pertencentes à Formação Resende tanto na bacia de Taubaté como na de Resende. Tais depósitos segundo os autores, possuem origem vinculada a um sistema de leques aluviais, ocorrendo fácies que correspondem às porções proximais e distais destes leques. Os sedimentos da Formação Resende apresentam-se em meio às rochas do embasamento cristalino (pré-cambriano) do Alto Estrutural de Queluz.

Já os **Sedimentos Pleistocênicos** compreendem, segundo Salvador & Riccomini (1995) os depósitos de tálus associados aos maciços alcalinos do Itatiaia e Passa-Quatro, as unidades aluviais de antigos terraços do Rio Paraíba do Sul, além dos depósitos coluviais e colúvio-aluviais de primeira geração.

Quanto aos **Sedimentos Holocênicos**, são compostos pelos sedimentos coluviais, colúvio-aluviais e aluviais de segunda geração, além de sedimentos aluviais atuais de baixos terraços e várzeas. Ocorre, segundo os autores op. cit., a interdigitação entre os depósitos coluviais, colúvio-aluviais e aluviais de Segunda geração, sobre as baixas encostas e preenchendo o fundo dos vales.

Segundo Melo et al, (1985), pode ser diferenciados três tipos de fácies sedimentares de idade Terciária nas bacias do sistema tafogênico.

- uma fácies predominantemente lacustre com argilas verdes (esmeclitas), mas desenvolvidos nos setores mais internos da Bacia de Taubaté.

- Fácies conglomeráticas melhor desenvolvida na borda norte das bacias, decorrente da coalescência de leques aluviais ligados aos importantes escarpamentos tectônicos.
- Uma fácies fluvial com sedimentos de granulação variada e notável imaturidade textural e mineralógica, caracterizando-se sob a forma de depósitos de sistema fluvial anastomosado.

Segundo Melo et al (1985), mesmo que alguns autores não tenham admitido a correlação destes depósitos fluviais anastomosados entre as diversas bacias trafo gênicas, tem-se demonstrado nos estudos mais recentes a idade vinculada ao Paleógeno.

Para o autor op, cit, em todas estas bacias, o topo original dos depósitos foi cortado por superfícies de erosão de idade neogênica a quaternária.

Mello (1995a, 1997), constata que sobre o limite Pleistoceno-Holoceno, assim como vem sendo identificado na área do médio vale do Rio Paraíba do Sul, dá-se também o desenvolvimento de uma fase de formação de solos, identificando-se um horizonte A de paleossolo datado em cerca de 10.000 anos A.P.

### **2.1.3 Geomorfologia da Região do Médio Vale do Paraíba do Sul**

De acordo com IPT (1981), do ponto de vista geomorfológico a área da bacia do Ribeirão Entupido, localizada no extremo leste do estado paulista situa-se na Província do Planalto Cristalino Atlântico “cortando” duas zonas geomorfológicas; Serra da Mantiqueira Oriental e Médio Vale do Paraíba, com o predomínio de Morros Cristalinos.

Entre as feições geomórficas identificadas na área podem ser destacadas:

- Escarpas Festonadas; com anfiteatros separados por espigões, topos angulosos, vertentes retilíneas e alta densidade de drenagem com vales fechados;
- Mar de Morros; aspectos de “meias laranjas”, com topos arredondados com vertentes convexas a retilíneas. Vales abertos a fechados e planícies aluvionares interiores desenvolvidas.
- Morros Paralelos; topos arredondados com vertentes retilíneas a convexas, com vales fechados a abertos com planícies aluviais interiores restritas;
- Planícies Aluviais; terrenos baixos, praticamente planos, situados às margens dos rios, sujeitos à inundação.

O Planalto Atlântico caracteriza-se em seus aspectos geomorfológicos por ser uma região de terrenos altos, constituído de rochas cristalinas pré-cambrianas e cambro-ordovicianas, afetadas por intrusões básicas e alcalinas mesozóico-terciárias, e importantes áreas confinadas de coberturas cenozóicas nas Bacias de São Paulo e Taubaté. A subzona da Serra da Mantiqueira Oriental, que compõe o Planalto Atlântico caracteriza-se por escarpas festonadas e são, segundo IPT (op. cit.), relevos de transição abruptos entre o Planalto de Campos do Jordão e o Itatiaia.

A classificação do relevo proposta em 1997 por Ross & Moroz distingue as características geomorfológicas do relevo paulista entre unidades morfoestruturais e unidades morfoesculturais, sendo que a área em estudo situa-se nas seguintes unidades:

- 1) Unidade Morfoestrutural: Cinturão Orogênico do Atlântico  
Unidade Morfoescultural: Planalto Atlântico
  - a) Planalto e Serra da Mantiqueira (acima de 900 m)
  - b) Planalto do Médio Vale do Paraíba (altitude entre 700-800 m)
- 2) Unidade Morfoestrutural: Bacia Sedimentar Cenozóica/Depressões Tectônicas  
Unidade Morfoescultural: Depressão do Médio Paraíba

Segundo Ross & Moroz (1997) a unidade geomorfológica do Planalto e Serra da Mantiqueira, caracteriza-se como uma unidade de relevo com formas dissecadas, com vales entalhados, alta densidade de drenagem e vertentes muito inclinadas. Estes aspectos atribuem ao relevo desta unidade um alto nível de fragilidade, estando sujeitos a intensos processos erosivos com a ocorrência de movimentos de massa.

A unidade do Planalto do Médio Vale do Paraíba, esta associada a formas de relevo denudacionais cuja morfologia constitui-se de morros baixos com topos convexos, ocorrendo também formas de acumulação vinculadas ao Rio Paraíba do Sul.

Já a morfoescultura associada à Depressão do Médio Paraíba está vinculada à Unidade Morfoestrutural da Bacia Sedimentar de Taubaté. Predominam nesta zona formas de relevo denudacionais cujo modelado é formado por colinas de topos

convexos e onde destaca-se a Planície Fluvial do Rio Paraíba do Sul, com seus depósitos alúvio-fluviais recentes.

## 2.2 Escala Local

No caso do Maciço Alcalino de Passa Quatro, setor onde se instalou as nascentes do Ribeirão Entupido, constata-se que tal maciço é contemporâneo ao Maciço vizinho do Itatiaia, composto de nefelina sienito com idade aproximada de 65 Ma. (IPT, 1981)

A respeito das coberturas cenozóicas, o autor (op. cit.) ressalta que no sopé do maciço de Passa Quatro ocorrem grandes depósitos de talus, constituído por blocos e matações angulosos, de sienito, envolvidos por matriz areno-argilosa, as vezes bauxitizados.

Tais depósitos são pré-atuais, encontrando-se cortados por aluviões recentes nos setores mais baixos de idade provavelmente pleistocênica, pós-sedimentação da Bacia de Resende. IPT (1981) admite a acumulação em período seco, com intensa morfogênese mecânica.

Do ponto de vista geomorfológico, o IPT (1981a) classifica a área da alta bacia do Ribeirão Entupido em **Escarpas Festonadas** com topos angulosos e vertentes com perfis retilíneos e **Mar de Morros**, com topos arredondados e vertentes com perfis convexos a retilíneos.

Oliveira (1999), identifica no mapa de escala de 1:500 000, a ocorrência de dois tipos de solos para área da Bacia do Ribeirão Entupido; Cambissolos Húmicos e Latossolos Vermelhos-Amarelos.

1) Cambissolos: solos constituídos por material mineral, apresentando horizonte A ou hístico com espessura maior que 40 cm seguido de horizonte B incipiente. Os Cambissolos Húmicos sempre são distróficos e álicos e possuem maior teor de matéria orgânica no horizonte A, do que em outros Cambissolos.

Na paisagem, os Cambissolos situam-se na maior parte em relevos bastante acidentados, situados na alta bacia em setores tanto ondulados como escarpados e apresentam elevada erodibilidade, com afloramento de rochas.

2) Latossolos: solos compostos por material mineral, apresentando horizonte B latossólico, imediatamente abaixo de qualquer tipo de horizonte A, dentro de 200

cm da superfície do solo ou dentro de 300 cm, se o horizonte A apresenta mais de 150 cm de espessura.

Com relação à vegetação nativa, Lopes (et al, 2005) afirmam que a mesma é classificada como Floresta Pluvial Montana até a cota de 1800 m e Campos de Altitude em cotas superiores. Com relação às demais coberturas vegetais predominam pastagens, silvicultura.

### **2.2.1 Características do Clima Atual na região da bacia do Ribeirão Entupido**

A área de estudos localiza-se, de acordo com a classificação de IBGE (2004) em setor de clima tropical semi-úmido, com 4 a 5 meses secos, relacionados ao vale do Paraíba e o clima mesotérmico brando, superúmido, sem estação seca/subseca relativo ao setor do planalto.

No que se refere à estrutura climática apresentada por Monteiro (1973) a bacia do Ribeirão Entupido vincula-se ao limite zonal entre o Planalto Atlântico e o Vale do Paraíba caracterizado por climas úmidos das costas expostas às massas mT.

De modo geral, a umidade relativa do ar, em que Monteiro (1976) agregou informações de umidade e nebulosidade revela que neste setor da Mantiqueira oriental a média anual da umidade relativa encontra-se em 80 e 85 %. Com relação aos índices de insolação, o autor (op cit) registra a média de 4 horas ao dia em Janeiro, e 7 horas ao dia em Julho.

A área do Maciço do Passa Quatro situa-se, segundo o autor (op cit) no sistema meteorológico regional tropical atlântico com ventos predominantes NE. A fachada atlântica, por razões de circulação atmosférica, notadamente pela frequência de atuação das correntes perturbadoras da frente polar, ressaltadas pelo efeito das serras do Mar e da Mantiqueira, detém os maiores índices pluviométricos do território paulista, proporcionando deste modo, que o maciço do Passa Quatro encontre-se em uma área de excedentes anuais.

Com relação à precipitação a mesma apresenta-se distribuída segundo as características do clima tropical, com chuvas de maior intensidade nos meses de Outubro à Março, e estiagem variável entre os meses de Maio à Setembro. Na

tabela a seguir observa-se um breve histórico sobre as precipitações no município de Queluz-SP. (Tabela I)

Tabela I – Dados pluviométricos do Município de Queluz-SP. Fonte: SIGRH-São Paulo (2007).

| CHUVA MENSAL (mm) |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |       |
|-------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Ano               | Jan   | Fev   | Mar   | Abr   | Mai   | Jun   | Jul   | Ago   | Set   | Out   | Nov   | Dez   |
| 1956              | 73,2  | 247,3 | 115,1 | 74,9  | 62,4  | 37,8  | 34,3  | 60,8  | 62,2  | 121,2 | 94,8  | 205,5 |
| 1957              | 239,2 | 166,2 | 217,1 | 195,8 | 19,6  | 19,2  | 34,0  | 11,0  | 145,7 | 77,1  | 124,7 | 119,7 |
| 1958              | 275,1 | 95,9  | 414,7 | 63,2  | 98,3  | 67,3  | 24,4  | 18,3  | 96,0  | 206,8 | 171,3 | 206,2 |
| 1959              | 213,9 | 234,7 | 154,6 | 56,4  | 12,5  | 0,0   | 2,4   | 28,0  | 9,0   | 102,7 | 151,0 | 117,6 |
| 1960              | 234,8 | 328,7 | 155,8 | 25,4  | 39,9  | 41,6  | 5,8   | 46,0  | 49,1  | 77,9  | 150,2 | 231,1 |
| 1961              | 365,1 | 248,6 | 270,5 | 61,1  | 37,4  | 3,3   | 3,0   | 9,8   | 3,6   | 135,9 | 128,9 | 169,6 |
| 1962              | 361,4 | 293,9 | 147,9 | 23,2  | 33,0  | 17,1  | 8,2   | 42,5  | 128,0 | 141,1 | 121,5 | 251,5 |
| 1963              | 120,8 | 244,1 | 120,2 | 41,1  | 8,2   | 0,9   | 4,4   | 10,1  | 0,3   | 125,9 | 196,7 | 144,2 |
| 1964              | 218,1 | 393,2 | 120,7 | 90,7  | 58,5  | 27,9  | 19,0  | 14,8  | 18,6  | 152,0 | 78,6  | 172,9 |
| 1965              | 242,6 | 287,0 | 106,0 | 95,7  | 57,8  | 12,2  | 42,0  | 73,3  | 46,4  | 289,8 | 129,9 | 125,2 |
| 1966              | 467,8 | 120,8 | 177,1 | 37,3  | 38,6  | 3,9   | 3,8   | 50,0  | 27,7  | 148,3 | 221,4 | 298,3 |
| 1967              | 514,5 | 346,8 | 290,3 | 15,8  | 0,0   | 24,8  | 9,0   | 0,0   | 52,2  | 75,7  | 221,8 | 196,1 |
| 1968              | 122,8 | 135,7 | 140,4 | 53,0  | 18,7  | 0,1   | 34,1  | 23,7  | 31,9  | 71,9  | 116,7 | 123,5 |
| 1969              | 251,4 | 91,2  | 83,9  | 110,1 | 28,7  | 11,1  | 0,0   | ---   | ---   | ---   | ---   | ---   |
| 1970              | 247,6 | 203,6 | 156,3 | 81,7  | 8,9   | 31,8  | 48,5  | 141,3 | 105,3 | 132,0 | 143,4 | 235,9 |
| 1971              | 78,4  | 58,6  | 147,3 | 129,6 | 47,6  | 121,5 | 41,8  | 14,4  | 74,9  | 230,5 | 119,5 | 335,8 |
| 1972              | 120,4 | 243,9 | 138,2 | 67,6  | 27,1  | 0,0   | 122,7 | 61,3  | 64,3  | 128,5 | 260,1 | 239,9 |
| 1973              | 269,4 | 85,0  | 164,8 | 132,9 | 64,2  | 5,7   | 24,3  | 20,8  | 41,6  | 182,7 | 136,5 | 319,9 |
| 1974              | 262,8 | 46,8  | 162,8 | 91,4  | 13,6  | 63,9  | 2,2   | 0,9   | 46,6  | 87,9  | 102,1 | 235,1 |
| 1975              | 225,3 | 200,6 | 77,1  | 61,7  | 32,0  | 16,7  | 7,4   | 0,4   | 26,2  | 152,8 | 343,8 | 339,9 |
| 1976              | 131,9 | 159,1 | 322,2 | 123,3 | 164,0 | 42,8  | 147,2 | 95,8  | 176,2 | 102,9 | 213,3 | 218,9 |
| 1977              | 307,6 | 26,4  | 134,5 | 86,8  | 6,8   | 14,4  | 0,1   | 12,1  | 108,7 | 70,4  | 302,2 | 298,2 |
| 1978              | 231,2 | 161,8 | 139,5 | 20,1  | 62,3  | 26,2  | 19,9  | 17,0  | 9,2   | 132,2 | 244,8 | 183,7 |
| 1979              | 219,0 | 207,4 | 86,0  | 52,5  | 72,0  | 27,2  | 37,1  | 97,8  | 86,9  | 114,9 | 393,9 | 242,2 |
| 1980              | 258,5 | 203,7 | 96,4  | 149,6 | 3,6   | 45,2  | 17,6  | 48,3  | 63,3  | 86,1  | 223,4 | 220,4 |
| 1981              | 193,2 | 80,0  | 227,6 | 55,9  | 82,4  | 45,6  | 22,0  | 12,2  | 16,6  | 152,2 | 257,2 | 178,5 |
| 1982              | 282,8 | 117,4 | 323,6 | 39,1  | 17,4  | 41,0  | 42,1  | 68,2  | 18,7  | 147,7 | 100,5 | 311,7 |
| 1983              | 360,7 | 157,3 | 176,9 | 154,3 | 97,4  | 139,7 | 58,9  | 5,3   | 270,4 | 171,5 | 151,9 | 328,9 |
| 1984              | 105,7 | 59,8  | 225,6 | 113,4 | 93,8  | 0,7   | 3,6   | 41,3  | 74,3  | 77,1  | 91,6  | 197,2 |
| 1985              | 294,5 | 356,9 | 194,6 | 87,7  | 32,8  | 10,4  | 0,4   | 36,7  | 139,0 | 64,5  | 127,7 | 252,0 |
| 1986              | 159,6 | 159,6 | 98,3  | 48,3  | 56,8  | 9,7   | 52,9  | 102,2 | 33,5  | 42,9  | 176,6 | 485,1 |
| 1987              | 204,0 | 82,1  | 101,9 | 214,4 | 136,0 | 49,7  | 10,9  | 12,0  | 124,7 | 88,5  | 96,5  | 210,3 |
| 1988              | 228,6 | 223,5 | 217,5 | 212,5 | 136,6 | 29,9  | 5,1   | 1,2   | 29,4  | 222,2 | 124,7 | 209,7 |
| 1989              | 387,1 | 144,4 | 257,1 | ---   | 45,1  | ---   | 55,5  | 13,0  | ---   | ---   | ---   | ---   |
| 1990              | ---   | ---   | ---   | ---   | 36,2  | 6,9   | 54,9  | 58,2  | 94,8  | 118,2 | 99,4  | 96,8  |
| 1991              | 244,0 | 220,2 | 346,1 | 61,3  | 10,2  | 29,0  | 7,8   | 5,1   | 80,9  | 131,5 | 98,0  | 129,0 |
| 1992              | 432,7 | 40,0  | 123,8 | 73,8  | 87,8  | 0,0   | 55,2  | 33,1  | 186,1 | 149,6 | 264,1 | 172,0 |
| 1993              | 130,6 | 158,0 | 289,4 | 9,2   | 33,7  | 65,6  | 16,4  | 2,4   | 159,5 | 119,1 | 41,5  | 223,3 |
| 1994              | 92,9  | 36,6  | 235,5 | 55,7  | 88,2  | 25,7  | 13,6  | 4,1   | 23,6  | 144,2 | 86,0  | 184,4 |
| 1995              | 150,8 | 270,1 | 177,2 | 24,3  | 49,4  | 11,3  | 13,2  | 0,0   | 80,1  | 297,5 | ---   | ---   |

O banco de dados do DAEE (Departamento de Água e Energia Elétrica) órgão do estado de São Paulo, não apresenta dados mais recentes do município, limitando a análise, portanto até o ano de 1995.

Vale ressaltar que no caso do setor que envolve a montante do Ribeirão Entupido o clima atuante refere-se ao clima tropical de altitude, uma vez que estes setores estão às áreas superiores a 1.800 metros. Conseqüentemente a precipitação relativa a esta área específica é sem dúvidas mais elevada que a do setor da bacia do Paraíba, fato este, relacionado à dinâmica orográfica imposta pelo maciço do Passa Quatro na região.

### III – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

#### 3.1 Os Depósitos Quaternários

Segundo Suguio (2001), os depósitos quaternários possuem relação intrínseca com a topografia atual, sendo imprescindível portanto, a distinção entre as superfícies originadas por erosão de rochas mais antigas e aquelas elaboradas pela deposição de sedimentos quaternários. A vantagem reside na possibilidade de pesquisar um material em conexão com a superfície topográfica, aspecto possível quando ocorre a soterramento da superfície.

Outro importante valor científico de tais depósitos, segundo o autor (op cit), é que os mesmos registram freqüentemente grandes mudanças paleoambientais, vinculadas aos paleoclimas e às paleolinhas de costa com importantes reflexos na biosfera.

O autor (op. cit.) estabelece a **superfície geomorfológica** como uma importante escala de análise para estudar os depósitos quaternários. Esta corresponde a uma superfície do terreno, bastante plana e mais ou menos contínua, originada concomitantemente por processos erosivos ou deposicionais atuante na porção externa da litosfera. Como a superfície geomorfológica é reafeiçoada por processos erosivos e/ou deposicionais fluviais (terraço fluvial) ou marinhos (terraço marinho), ela está necessariamente vinculada a um nível de base.

Exemplos de superfícies geomorfológicas apresentados por Suguio (2001) são aquelas originadas pelos rios e pelos oceanos. No que se refere aos terraços fluviais, constata-se que estas antigas planícies de inundação podem ser divididas em terraços de abrasão fluvial que correspondem aos antigos níveis de leitos fluviais e os terraços de construção fluvial, quando a cobertura sedimentar apresenta-se bem desenvolvida.

Os terraços de abrasão fluvial podem ser subdivididos em *terraços de abrasão fluvial sobre rocha* e *terraços de abrasão fluvial sobre preenchimento*, tendo em vista o material que sofre a ação de tais processos.

Constata-se, portanto, que o setor ocupado por um terraço será influenciado pelo tipo de material que o compõe e pela litologia que o embasa, apresentando-se desenvolvida quando for formada durante uma época de estabilização do nível de

base. Daí a importância de encontrar uma superfície homogênea e contínua para a análise do desenvolvimento do relevo de uma determinada área.

Ainda sobre tais superfícies geomorfológicas, Suguio (2001), ressalta que quando as mesmas são recobertas por depósitos eólicos ou gravitacionais como depósitos de tálus, passam a constituir superfícies topográficas. Somente as superfícies de erosão ou as superfícies de sedimentação subaquosa, constituem verdadeiras superfícies geomorfológicas.

As superfícies geomorfológicas podem ser divididas segundo o autor (op cit), em três segmentos:

- 1) superfície erosiva intermontana, situada em maior altitude e resultante da ação da água corrente, sob regime de enchente-relâmpago, quase sempre controlado por algum nível de base local.
- 2) superfície erosiva piemontana, caracterizada por altitude intermediária.
- 3) Planície com terraços de sedimentação fluvial e marinha.

Neste contexto, os estudos dos depósitos recentes apresentam considerável importância, pois os mesmos estão intrinsecamente vinculados à forma da superfície geomorfológica. Deste modo, a presente pesquisa baseia-se também na revisão bibliográfica sobre os ambientes deposicionais recentes.

Mabesoone (1982) define estes ambientes deposicionais seguindo uma abordagem sistêmica, como proposta pelo modelo processo-resposta onde os processos são definidos pelo tipo de energia que opera no sistema que por sua vez é regulado pelas características fisiográficas da área. Assim, os sedimentos resultantes devem preservar as características dos seus processos formativos.

O autor (op. cit.) sugere que a geometria do ambiente representa o primeiro fator limitante à produção de sedimento. A geometria influencia o nível da energia disponível e a forma da superfície deposicional; resumidamente, ela responde pela forma do ambiente.

A energia que move o sistema pode ter diversas origens, respeitando a fisiografia do sistema. Deve-se também levar em consideração a energia envolvida nos processos biológicos que acrescentam matéria orgânica e perturbam a forma original do depósito.

As respostas aos processos são as diversas geometrias dos depósitos sedimentares, sua composição e distribuição espacial. No caso dos depósitos

recentes, a superfície contemporânea do terreno pode ser diretamente afetada, como resposta ao sistema deposicional.

Deste modo, a identificação da geometria e das características destes depósitos possibilitam aventar hipóteses sobre os processos que em conjunto esculpiram a superfície geomorfológica, dando origem às superfícies topográficas observadas.

Com relação aos diversos parâmetros ambientais que interferem na deposição, Mabesoone (1982) sugere que duas categorias de elementos têm importância determinante: os elementos físicos, tais como a velocidade da corrente, sua viscosidade e conteúdo de água, e os fatores químicos, como o pH, eH, salinidade e temperatura do ambiente. O autor acrescenta que as influências orgânicas não devem ser descartadas, especialmente quando estas agem como catalisadoras dos processos de intemperismo. Todos estes parâmetros ainda são influenciados por outra categoria de elementos, pois são regulados pela fisiografia da área, sobretudo o clima e regime tectônico. Tais depósitos englobam diversos ambientes deposicionais e fácies, como os ambientes aluviais e fluviais e os fácies coluviais e eluviais.

Isso permite portanto, o uso destes depósitos na reconstituição das condições ambientais que predominaram ao longo do Quaternário e a função dos mesmos nos parâmetros da datação relativa.

Corrêa (2001) analisando os parâmetros mineralógicos, observa que particular atenção é dada à fração argila autógena, como um possível indicador ambiental. Todavia uma correlação direta argilo-mineral/ambiente deve ser efetuada apenas com extrema cautela. Os argilo-minerais podem fornecer informações importantes sobre os ambientes deposicionais, particularmente quando sobrepostos a outros dados substanciais, tais como a área fonte do material de origem, clima, cobertura vegetal, e tempo de exposição ao intemperismo.

Neste trabalho a discussão se concentrou nos sedimentos recentes dos ambientes de encosta, os quais agem como respostas a processos funcionais e pretéritos. Mabesoone (1982) separa estes materiais em duas fácies, ainda que intrinsecamente interconectadas: fácies eluvial e coluvial.

Uma vez identificadas as superfícies geomorfológicas deve-se discutir como as formas de tais depósitos sedimentares podem contribuir na análise do relevo como marcadores de eventos erosivos e conseqüentemente deposicionais.

### 3.2 O Significado dos Sedimentos Alúvio-Coluvionares como Marcadores de Atividade Geomorfológica.

Meis (1977), utilizando contribuições de Hack (1965) e Ruhe (1975) define anfiteatro como toda e qualquer encosta em que as curvas de nível se apresentam côncavas com referência ao núcleo rochoso. Geralmente estão vinculados as cabeceiras de drenagem como extensão final das depressões lineares. Com forma de concha representam zonas de concentração do escoamento superficial e subsuperficial.

Outra forma das vertentes, segundo o autor (op. cit.) refere-se as protuberâncias que são porções dos interflúvios cujas curvas de nível se apresentam convexas, sendo que nestes setores as águas de percolação e escoamento se dispersam radialmente para as encostas adjacentes mantendo o ambiente relativamente seco.

O termo rampa de colúvio foi introduzido por Bigarella e Mousinho (1965) para descrever as formas de fundo de vale suavemente inclinadas, constituídas por acumulações detríticas provenientes das vertentes, que se interdigitam e/ou recobrem depósitos aluviais quaternários no Sudeste do Brasil.

Tal conceito foi ampliado por Meis e Machado (1975) reconhecendo também os segmentos erosivos e deposicionais, sendo que mais tarde, Meis e Monteiro (1979) inseriram as formas côncavas individualizadas nos fundos de vales e baixas encostas dentro de uma dinâmica acelerada de recuo das encostas nas reentrâncias da topografia (hollows), a partir dos quais têm-se a formação de rampas (Figura 06). Esta conceituação é a utilizada na presente pesquisa, pois enfatiza as feições características encontradas no Vale do Paraíba.

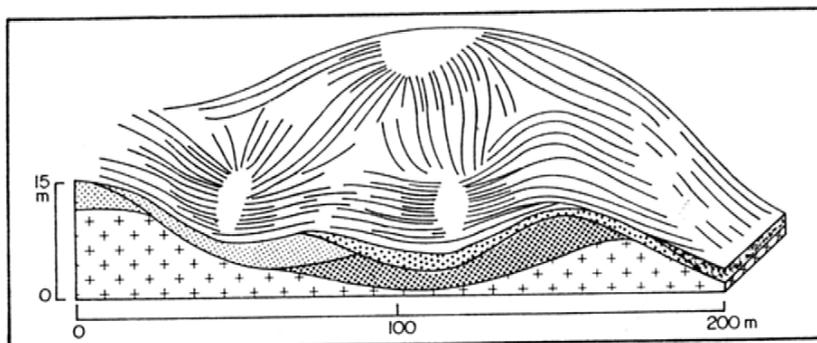


Figura 06 – Bloco-diagrama esquemático da evolução dos “complexos de rampa”. (Fonte: Meis e Moura, 1984)

Quanto aos padrões básicos de comportamento das unidades colúviais observados nos complexos de rampa, associados às feições morfológicas resultantes, Meis e Moura (1984) definem duas condições de evolução de encosta.

- a) Degradação do nível de base, onde se observa o recuo das encostas continuamente dissecadas pelas rampas que convergem em direção ao eixo principal das cabeceiras de drenagem. Este retrabalhamento dos depósitos mais antigos em direção à porção basal das encostas determina a configuração de unidades truncadas e de pequena espessura, superpostas lateralmente, responsáveis pelo reafeiçoamento total da paleotopografia.
- b) Agradação do nível de base, neste caso, a elevação do nível de base é responsável pela retenção das unidades deposicionais na média e baixa encostas, caracterizando a superposição vertical das camadas e a configuração de pacotes colúviais mais espessos. Os sucessivos episódios de colúviação e o confinamento dos depósitos, tanto em sentido longitudinal como transversal ao eixo dos anfiteatros, determinam, deste modo o reafeiçoamento parcial das encostas.

Para Moura et al (1998) os complexos de rampa apresentam-se como unidades fundamentais de análise das encostas por expressar em uma visão tridimensional a distribuição dos solos e a orientação da dinâmica dos fluxos d'água em superfície e em subsuperfície (Figura 07).

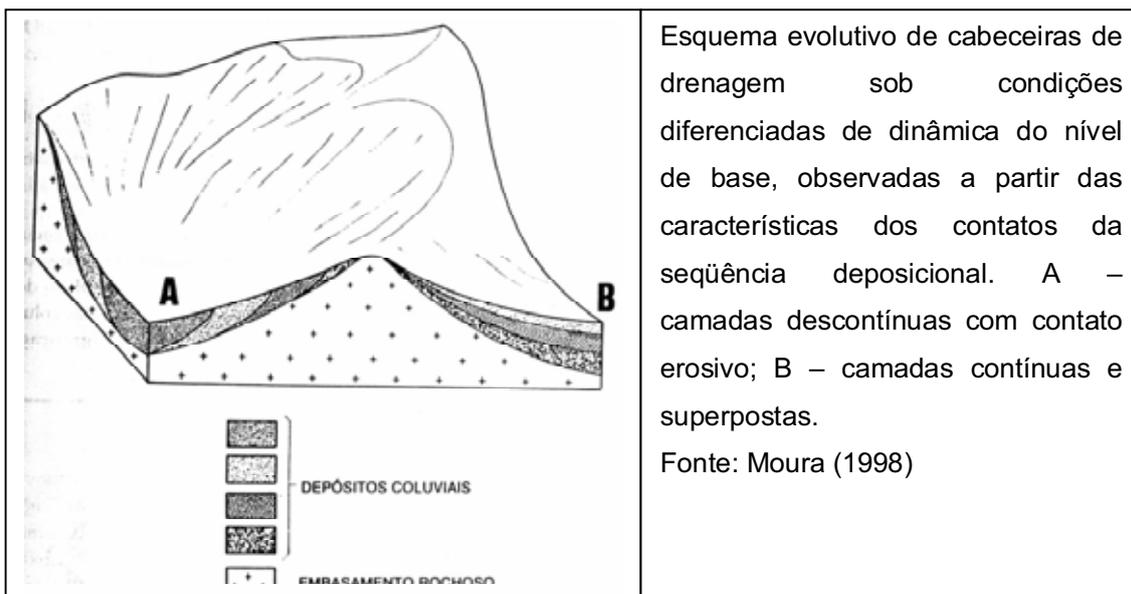


Figura 07 – Modelo deposicional de um Anfiteatro.

A análise da evolução integrada das encostas e dos canais fluviais, durante o Quaternário, documenta uma fase de entulhamento generalizado da paisagem, responsável pelo preenchimento das reentrâncias da topografia (hollows) e dos fundos de vales fluviais, datados em cerca de 10.000 anos pelo  $C_{14}$  dos testemunhos de paleossolos e de argila orgânica encontrados em sedimentos da bacia do rio Doce e Paraíba do Sul.

Dentre os aspectos mais interessantes do relevo nas regiões intertropicais, prioritariamente aquelas de clima quente e úmido, a cobertura composta de materiais inconsolidados, tanto proveniente da decomposição da rocha subjacente (material autóctone) quanto de materiais remobilizados (alóctone), é de grande interesse aos estudos geomorfológicos.

Os depósitos de encosta, denominados de colúvios, cuja formação envolve processos erosivos no regolito com alto grau de alteração, desenvolvem-se quando ocorre a desestabilização da área, gerando camadas sobrepostas que por sua vez formarão tais depósitos sofrendo em seguida a ação da pedogênese.

Estas camadas formadas serão importantes recursos para interpretar quais foram os agentes que interferiram no preparo, transporte e sedimentação do material, já suas características granulométricas e morfoscópicas trarão indícios sobre o clima que atuou sobre estes depósitos.

Segundo Moura et al. (1998), a paisagem de colinas, muito comum à região planáltica do sudeste brasileiro, caracteriza-se por segmentos côncavo-côncavos onde se desenvolvem feições de encosta denominadas rampas que se articulam no domínio fluvial com os terraços.

Estas feições funcionam como seqüências deposicionais que apesar de vincular-se a uma dinâmica complexa possibilita a reconstituição dos processos que contribuíram para a evolução da paisagem.

A importância das rampas de colúvios como unidades fundamentais na evolução de relevo se dá por estabelecerem relações intrínsecas à dinâmica das cabeceiras de drenagem não canalizada, justamente por envolverem o jogo de forças entre as dinâmicas sub e superficial.

Um fato importante dentro dos conhecimentos que envolvem a Geomorfologia, está vinculado às especificidades que devem ser consideradas quando se pretende realizar pesquisas sobre estas rampas de colúvios em regiões quentes e úmidas. Mesmo que atualmente tenha-se consciência que teorias

setentrionais devem ser utilizadas com ressalvas nas regiões intertropicais, é comum que algumas pesquisas desconsiderem que nestas últimas regiões as variações climáticas e tectônicas num mesmo planalto são consideráveis, e exigem que a ação de todos estes agentes também devem ser analisados de forma diferenciada.

Para Coltrinari (1989), a utilização dos aspectos climáticos assim como suas variações como padrão de subdivisão do Quaternário se relaciona com o fato de que as primeiras classificações foram formuladas em áreas anteriormente cobertas pelo gelo.

Esta escolha do clima como padrão determinou também o tratamento diferente daquele utilizado na pesquisa dos períodos pré-quaternários. Entre as discrepâncias metodologias ocasionadas, está a extensão temporal curta (2 milhões de anos) e a paleontologia, inadequada e de aplicação restrita aos elementos quaternários e a natureza fragmentária dos registros sedimentares, fatos este que dificulta as correlações, em estudos geomorfológicos.

Segundo a autora (op. cit.), os pesquisadores do Quaternário trabalham com um intervalo temporal desde miles a centenas de anos, período que compreenderia o alcance das datações por  $C^{14}$  (200 a 50.000 anos).

Constata-se portanto as dificuldades em trabalhar o resgate paleoclimático nos continentes, uma vez que os registros sedimentares encontram-se fragmentários e descontínuos, tanto em áreas afetadas por glaciações ou em torno delas, isso por consequência dos avanços repetidos do gelo, da erosão fluvial nas áreas próximas às geleiras e dos escorregamentos das vertentes.

Para Coltrinari (2000) as seqüências continentais extensas e contínuas são excepcionais; todas elas contêm hiatos potenciais e reais, impossibilitando servir como padrão para todo o planeta. Um recurso a ser utilizado no entanto, refere-se à correlação entre os depósitos continentais e os registros dos oceânicos.

### **3.3 Modelos Evolutivos dos Complexos de Rampas**

A nomenclatura geomorfológica pode ocasionar algumas confusões a respeito dos ambientes deposicionais. Assim, segue abaixo a tabela organizada por Moura (1998), onde os principais conceitos são apresentados (Tabela II).

Tabela II – Feições Depositionais e Seus Significados Geomorfológicos.

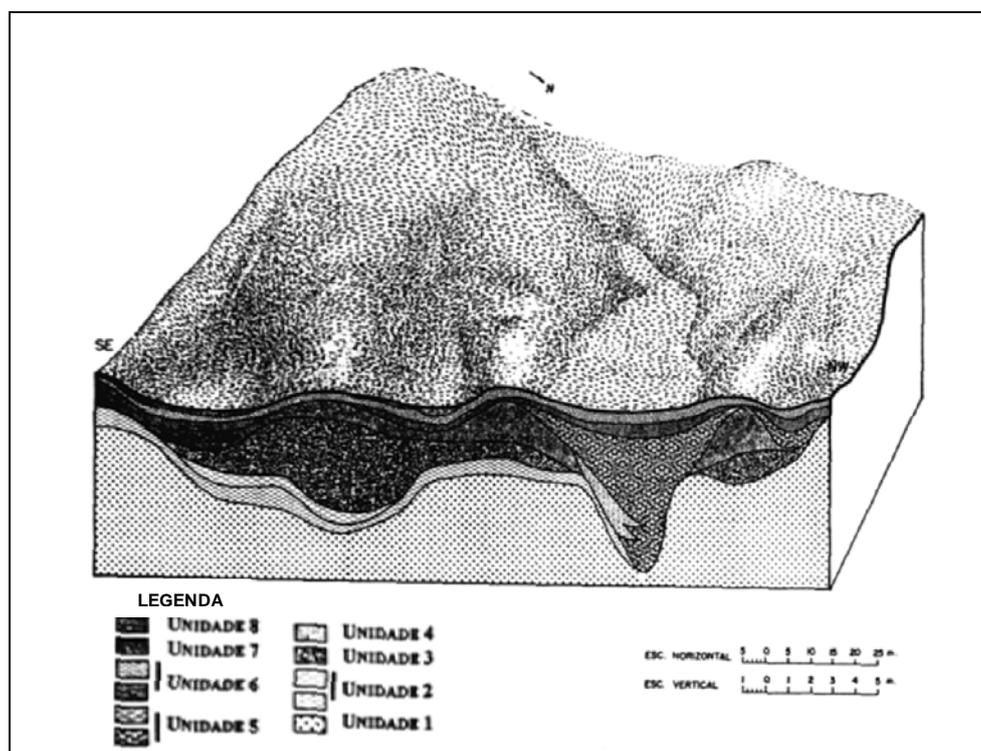
| <b>FEIÇÕES DEPOSICIONAIS COM SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO</b> |  |
|---|--|
| FEIÇÕES DEPOSICIONAIS QUATERNÁRIAS                          | SIGNIFICADO MORFOLÓGICO  |
| Complexos de Rampa de Colúvio                               | Feições deposicionais inclinadas associadas à coalescência de depósitos coluviais que se desenvolvem em direção às reentrâncias – hollows – e fundos de vale.  |
| Rampas Alúvio-Coluvionares                                  | Feições de geometria plana, horizontal a sub-horizontal, encontradas em hollows e fundos de vale não canalizados que apresentam ruptura abrupta com as encostas laterais e estão associadas a uma fase de entulhamento de antigos canais erosivos holocênicos por materiais alúvio-coluvionares. |
| Rampas Alúvio-coluvionares Reafeiçoadas                     | Rampas de alúvio-colúvio que apresentam suavização da ruptura entre as encostas laterais e a reentrância plana devido ao reafeiçoamento por colúviações posteriores à fase de entulhamento alúvio-coluvionar.  |
| Terraço   | Nível de sedimentação fluvial relacionado à fase de entulhamento dos eixos de drenagem no Holoceno constituem a extensão topográfica das rampas alúvio-coluvionares no domínio fluvial.  |
| Níveis de Sedimentação Recentes                             | Associam-se às fases de encaixamento e deposição fluvial atual e subatuais.  |

Fonte: Moura (1998)

Segundo Moura et al. (1998), dentre os modelos evolutivos apresentados, as cabeceiras de drenagem têm origem no recuo diferencial das encostas. Onde os segmentos côncavos, denominados hollows teria recuado mais rapidamente que as encostas convexas, os noses, que se caracterizam como áreas fontes dos depósitos coluviais, pela encosta abaixo.

Os complexos de rampa de colúvio seriam portanto resultado desta dinâmica de erosão e sedimentação que desenvolve feições deposicionais características nas reentrâncias das cabeceiras de drenagem em anfiteatro (Figura 08).

Figura 08 – Modelo indicando acumulação de sedimentos em cabeceiras de drenagem.



Bloco diagrama esquemático reproduzindo as feições topográficas e unidades estratigráficas correspondentes às cabeceiras de drenagem em anfiteatro com hollow côncavo (HC) e hollow côncavo-plano (HCP). Fonte: Moura (1990)

Para as autoras (op. cit.), reconhece-se que pequenos vales não canalizados são feições inerentes aos ambientes tropicais e subtropicais, onde tais vales ou bacias não canalizadas, caracterizam-se por uma topografia côncavas em planta, caracterizando-se como cabeceiras de drenagem em forma de anfiteatro. Os anfiteatros podem ser classificados segundo suas características morfológicas de acordo com a Tabela III.

Tais vales não canalizados são os primeiros formadores da rede de drenagem, constituindo o prolongamento direto da nascente dos canais fluviais de 1.º ordem ou, ainda, tributários laterais de fluxos canalizados de qualquer nível hierárquico. Estas unidades são definidas por Tsukamoto et al. (1982) como bacias de ordem 0, sendo que em períodos chuvosos, os mesmos constituem locais de desenvolvimento de fluxos temporários.

Tabela III – Tipologias para Anfiteatros segundo proposta de Moura (1998)

| <b>TIPOLOGIA PARA ANFITEATROS</b> |  |   |
|-----------------------------------|--|---|
| <b>Tipos de anfiteatros</b>       | <b>Morfologia</b>  | <b>Evolução</b>   |
| <b>HC</b>                         | Geometria côncava em planta e perfil. Coalescência de rampas convergentes para o eixo das reentrâncias topográficas – complexo de rampas.                  | Movimento de massa ou voçorocamentos reafeiçamentos pelas colúvias posteriores.   |
| <b>HCA</b>                        | Hollows côncavos articulados ao nível de base da drenagem atual.   | Movimentos de massa ou voçorocamentos reafeiçados por eventos colúviais subsequentes. A dinâmica das encostas acompanha o reencaixamento da drenagem.       |
| <b>HCS</b>                        | Hollows côncavos suspensos, desarticulados do nível de base atual da drenagem.   | Movimentos de massa. Anfiteatros que foram barrados pela sedimentação fluvial, ou que preservaram-se suspensos, mesmo com o esvaziamento do vale adjacente. |
| <b>HCP</b>                        | Hollows côncavo-planos caracterizados pela ruptura brusca das encostas laterais com o fundo plano horizontal ou inclinado, das reentrâncias da topografia. | Voçorocamento e preenchimento dos paleocanais erosivos por materiais alúvio-colúvionares.   |

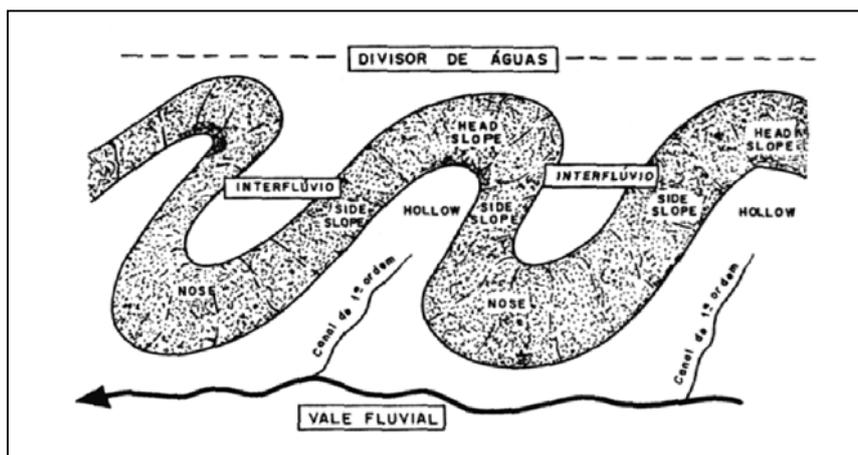
Fonte: MOURA (1998)

Quanto a descrição das propriedades tridimensionais da topografia nas cabeceiras de drenagem em anfiteatro, Hack e Goodlet (1960) e Hack (1965) fazem a seguinte classificação (Figura 09).

- A área dos interflúvios, cujos contornos são convexos em planta e perfil, é definida como nose (saliência);
- Zona de contornos aproximadamente retilíneos em planta e perfil existente entre o segmento convexo e fundo de vale denominado side slope (encosta lateral);
- A parte central da cabeceira de drenagem, ou qualquer outra área de da encosta, cujos contornos são côncavos em planta e perfil é definida como hollow (reentrância);
- Contornos côncavos adjacentes ao canal fluvial, foot slope (base das encostas);
- Setores situados na porção frontal da cabeceira de drenagem que apresentam contornos côncavos em planta e retilíneos em perfil são denominados head slope (encosta frontal);

Quanto aos padrões de fluxos de água caracterizam diferentes segmentos geométricos de encosta:

- Linhas de fluxo divergentes no nose;
- Linhas paralelas nas side slopes;
- Linhas de fluxo convergentes no hollow e na head slope.



Fonte: Moura (1998)

Figura 09 – Elementos geomórficos de encostas em cabeceiras de drenagem.

### 3.4 Tentativas de Resgate Paleoecológico no Brasil

Muitos são os trabalhos considerados “modernos” sobre a reconstituição das paisagens brasileiras no decorrer do Quaternário nos quais foram utilizadas técnicas de datação mais aprimoradas. De modo geral, no que se refere às áreas de coleta, os pesquisadores continuam enfatizando áreas de terraços fluviais, e rampas colúviais, por motivos já discutidos no tópicos anteriores.

Serão apresentadas a seguir, diversas tentativas de reconstituição paleoclimática e paleoecológica para o território brasileiro com base em métodos diferenciados como Radiocarbono (C14) e a Palinologia.

Segundo Modenesi e Toledo (1996), em análise no Planalto do Itatiaia, no setor inferior das vertentes do vale do ribeirão das Flores e de alvéolos menores, depósitos de talus suspensos e duas gerações de colúvios, testemunham fases de intensificação das ações erosivas nas vertentes.

Através de análise mineralógica e micromorfológica as autoras (op. cit.) reconheceram tendência geral laterítica nos materiais de alteração “in situ” e colúvios CI e CII. Tal análise evidencia mistura de materiais com diferentes graus de alteração nos dois colúvios, mais especificamente em CII, este sendo caracterizado por contrastes maiores que o comum num mesmo nível de perfis de alteração.

Para o autor (op. cit.), CI possui fragmentos milimétricos a centimétricos de rocha isoalterada em meio a plasma evoluído; intensamente argilificados mas pouco pedogeneizados, ricos em fragmentos das rochas subjacentes e com menores contrastes de lateração, sendo que tais colúvios certamente foram originados por movimentos de massa que atingiram o regolito em maior profundidade.

Já em CII, segundo a autora (op. cit.), altero e litorrelíquias bem menos comuns e grãos de esqueleto sempre menores indicariam proveniência de materiais inicialmente mais evoluídos; a mistura de graus extremos de alteração observada nestes colúvios sugere retrabalhamento por processos superficiais de colúviação, com a inclusão de fragmentos de rocha menos alterada durante o transporte vertente abaixo.

O resgate paleoclimático proposto por Modenesi e Toledo (1993), para o Planalto de Itatiaia, refere-se a eventos de climas úmidos mais estáveis, e talvez mais quentes, favoráveis à alteração do regolito, passando a uma fase de intensificação ou concentração das chuvas, capaz de explicar o desencadeamento

de corridas de lama que depositaram CI. Nos últimos 8.000 mil anos, condições úmidas mas com menores oscilações da temperatura e fases de intensificação dos processos de **gelifração** teriam sido responsáveis pela deposição dos materiais, ora finos ora cascalhentos, das seqüências CII.

Tais variações no entanto, não foram suficientes para mudar a tendência laterítica da alteração, que teria persistido após o último máximo glacial.

Moura et al (1993), fazendo uso de abordagens alo e pedoestratigráfica das seqüências sedimentares preservadas no domínio das encostas e dos vales fluviais, apontam para uma dinâmica evolutiva marcada por uma sucessão de episódios erosivos/deposicionais, de âmbito regional, definidos pela intensificação de discontinuidades de grande expressão como discordâncias erosivas e paleossolos.

Os autores (op. cit.), intensionando estabelecer indicadores coerentes do limite Pleistoceno-Holoceno, recorrem a datações por radiocarbono e palinologia.

Identifica-se nas encostas a ocorrência de um perfil de solo completo, com características de latossolo, desenvolvido em depósitos coluviais argilo-arenosos, amarelados, cujo paleo-horizonte A apresenta idades de  $9.900 \pm 260$  anos A.P.,  $9.680 \pm 90$  anos A.P. e  $9.300 \pm 160$  anos A.P., tendo sido datados a matéria orgânica do solo e restos vegetais carbonizados preservados neste nível.

Já nos depósitos fluviais são identificados depósitos argilosos orgânicos, atribuídos a uma sedimentação flúvio-lacustre, cujo topo está apresentando idades de  $9.570 \pm 70$  anos A.P. e  $9.545 \pm 75$  anos A.P. Troncos vegetais encontrados dentro desta seqüência de depósitos argilosos foram datados em  $10.120 \pm 160$  anos A.P.

Moura et al (1993), sugerem portanto a presença de condições climáticas úmidas no início do Holoceno na região estudada, talvez se associando, ainda, a instalação de uma cobertura florestal.

Através da palinologia constataram no topo desta seqüência sedimentar a instalação incipiente de uma mata (Alchornea, Carya, Alsophila, Symplocus), no entanto, registram-se em intervalos estratigraficamente abaixo deste nível, tipos polínicos indicadores de uma vegetação característica de ambiente aberto (poáceas e asteráceas), alternando-se com períodos de tentativas de instalação de uma vegetação mais fechada, com pioneiras do tipo polínico (Trema micrantha, Schinus, Celtis e Cecropia). Intervalos com presença significativa de ciráceas caracterizam ambiente local úmido.

A respeito das reconstituições realizadas no Brasil, Suguio (2000) elenca uma série de trabalhos realizados no Brasil central, com clima atual relacionado ao cerrado. Para todos os casos a matéria orgânica vegetal tem sido datada pelo método do radiocarbono para obtenção das respectivas idades, pois o tempo máximo abrangido tem se referido a um período de cerca de 35.000 anos. A palinologia também foi utilizada para estas análises e de maneira geral os trabalhos evidenciam um clima frio e seco de 16 a 10 mil anos.

Para Oliveira et al *apud* Suguio (2000) estudando a paleovegetação e paleoclima durante o Quaternário tardio da caatinga brasileira, concluíram que nos últimos 5.000 anos a história paleoclimática do nordeste brasileiro é divergente das regiões centro-oeste e centro-sul do Brasil. Segundo os mesmos esta assimetria paleoclimática poderia ser atribuída aos efeitos de eventos paleoclimáticos do tipo El Niño, produzindo períodos prolongados de paleoclimas mais secos no nordeste e na Amazônia.

Como puderam ser observadas, várias são as tentativas de reconstituir os climas do Quaternário com a importância maior tratando-se de estudos efetuados por pesquisadores brasileiros, desvinculando-se assim, das teorias estrangeiras em outros processos geomorfológicos. No entanto é apresentada em seguida um tabela proposta por Thomas (1994) onde se constatam algumas coincidências com os trabalhos realizados no Brasil. Deve-se esclarecer porém, que este autor utilizou dados das regiões tropicais para a referida análise (Tabela IV).

Behling (1997) analisando a região de Campos do Jordão (SP) revelou entre 35.000 e 17.000 anos A. P. a paisagem era desprovida de árvores, sendo coberta por vegetação herbácea, refletindo condições climáticas mais frias e secas que atualmente. Mostra ainda que, entre 17.000 e 10.000 anos A.P. espécies da floresta de Araucária e da floresta atlântica expandiram em direção às áreas montanas, mas mesmo assim essas eram mais raras na paisagem, crescendo provavelmente de forma mais abundante nas regiões mais baixas.

Para Oliveira (et al, 2005) as florestas de Araucária ocuparam durante o Último Ciclo Glacial, latitudes mais baixas da região Sudeste, hoje sob o domínio de climas mais secos e quentes. O registro palinológico de Serra Negra evidencia três fases de diminuição da temperatura ambiente antes de 40.000 anos A. P. quando a temperatura média anual provavelmente esteve 10 °C abaixo da temperatura atual. Tal esfriamento, segundo a autor (op cit), ocorreu em decorrência da intensificação

da massa de ar polar, que teria deslocado sua área de influência para o norte. Constatou-se ainda, que tais análises evidenciam a retração das florestas de Araucária ocorreu por volta de 10.000 anos A. P.

Tabela IV– Tentativa de Reconstituição do Quaternário Tardio por C<sup>14</sup> segundo proposta de Thomas (1994).

| <b>TENTATIVA DE CRONOLOGIA PARA O QUATERNÁRIO TARDIO POR C<sup>14</sup></b> |   |
|---|---|
| Anos AP (antes do presente)   | Condições Ambientais  |
| 80.000 – 63.000   | Condições mais frias e secas no norte da Austrália.   |
| 63.000 – 52.000   | Registros espalhados de sedimentação sugerem rápido aquecimento ao final do episódio isotrópico 3 (Venezuela, Brasil, Índia)  |
| 40.000  | Evidente esfriamento dos climas de montanha possivelmente mais secos (Amazônia e Uganda)  |
| 32.000 – 20.000   | Mais frio, provavelmente de úmido a subúmido (Gana, Serra Leoa, Uganda, Brasil).  |
| 22.000 – 12.000   | Mais frio nas áreas montanhosas e seco nas terras baixas. Há 18.000 anos o limite das árvores cai cerca de 1000 metros, redução das chuvas em mais de 50 % (América do Sul, África, Índia, Sudeste da Ásia) |
| 12.500 – 11.000   | Rápido aquecimento com climas instáveis e chuvas torrenciais nos trópicos. Sobe o nível dos lagos na África e nos demais continentes.   |
| 11.000 – 10.500   | Intervalo seco e frio em muitas áreas cai o nível dos lagos.  |
| 10.500 – 8.000  | Segundo período úmido com altos níveis de lagos e maior descarga dos rios. Restabelecimento das florestas.  |
| 7.800 – 7.000   | Níveis lacustres mais baixos e descargas fluviais mais baixas, África Ocidental e Brasil.   |
| 7.000 – 5.000   | Maior umidade e modesta subida do nível dos lagos.  |
| 5.000 – 3.000   | Fase seca do Holoceno Médio, provavelmente muito severa (África Ocidental).   |
| Pós 3.000   | Maior umidade nos trópicos florestados com aumento das descargas dos rios, início do impacto humano sobre as paisagens.   |

Fonte: Thomas (1994)

Por referir-se em um trabalho que efetuou a comparação dos aspectos morfoestratigráficos com os estudos que Mello (1997) realizou no Médio Vale do Rio Doce, configuram-se em importante referência não apenas em relação à análise dos sedimentos, mas também em relação às datações efetuadas através do C<sup>14</sup>. A relação entre a cronologia e o ambiente deposicional pode ser interpretada no Pleistoceno como um ambiente semi-árido sendo que no período de 8.810 a 7.500 anos prevalece a sedimentação lacustre com a presença de matas-galeria e a 5.530 anos é verificada a possível elevação dos níveis dos lagos.

### **3.5 Depósitos Recentes e Eventos Tectônicos Quaternários: Importância da Tectônica Recente nos Estudos Geomorfológicos**

Nos estudos a respeito das reativações recentes e a análise dos depósitos recentes, prevalece a idéia de que quando se encontram registros da tectônica (falhas, fraturas, etc.) nestes depósitos pleistocênicos-holocênicos, identifica-se certamente fenômenos recentes atuando na dinâmica geomorfológica.

As pesquisas sobre a neotectônica, muitas vezes utilizando métodos específicos e também trabalhando com teorias aprimoradas, têm realizado novas interpretações sobre conhecimentos até então vigentes. Isso se faz, por exemplo, nos casos em que uma área, antes considerada estabilizada, sem indícios de um tectonismo recente é, através de estudos neotectônicos têm se constatado evidências de que a área esta submetida a reativações cenozóicas.

No entanto, controvérsias são comuns no que diz respeito ao uso indiscriminado de indicadores geomorfológicos para identificar formas vinculadas a Neotectônica assim como a datação destes eventos.

Contudo os trabalhos elaborados seguindo esta temática devem ser analisados por contribuírem no estudo das formas de relevo recentes, mas que devem der complementadas por técnicas mais detalhadas como a Datação, a fim de verificar a autenticidade das hipóteses propostas.

Considerando o relevo como o aspecto exterior que toma a litosfera, e produto das características litoestruturais e da ação dos processos exógenos, constata-se que a análise das feições geomorfológica contribuem significativamente no estudo da dinâmica que se estabelece neste setor.

Além disso, nas últimas décadas tem ocorrido um gradativo crescimento no âmbito da pesquisa geográfica e geológica, pela utilização de estudos morfoestratigráficos e tectônicos na compreensão da dinâmica geomorfológica de diversas áreas do país, principalmente nos trabalhos relativos à Região Sudeste do Brasil. Nesta perspectiva, abordando também estudos relacionados à movimentos tectônicos recentes (neotectônica) encontram-se os trabalhos de Hasui (1990), Hasui e Costa (1992, 1996), Saadi, Valadão e Silveira (1991), Saadi (1992, 1993) Saadi, Hasui e Magalhães (1991), Fúlfaro & Barcelos (1991), Savador & Riccomini (1995), Magalhães, Etchebehere, Saad e Fúlfaro (1996), Santos (1999) Gontijo (1999), Etchebehere (2000), Bistrichi (2001) Hiruma e Riccomini (2000),

De modo geral, os trabalhos citados evidenciam movimentos tectônicos posteriores ao grande arranjo continental vinculado à Placa de Nazca e a Placa Sul Americana e a decorrente separação dos continentes Americano e Africano, não havendo porém, homogeneidade na definição do conceito de neotectônica. No entanto tais trabalhos encontram semelhanças no que se refere ao método utilizado na identificação e entendimento da dinâmica morfogenética que se processa nas Bacias e Cinturões analisados.

Salvador e Riccomini (1995), analisando o Alto Estrutural de Queluz, utilizaram-se de métodos que compreenderam a análise estratigráfica, estrutural, como também a interpretação de mapas morfométricos. Métodos estruturais tradicionais em observações de campo como a análise de falhas e estrias, assim como a identificação de famílias de juntas permitiram no trabalho mencionado a sistematização destas deformações a nível regional.

Para Gontijo (1999), utilizando-se mapas geomorfológicos, da rede de drenagem, modelo digital e dos perfis topográficos e geológicos, fotografias aéreas e imagens de satélite, permitiram para o trabalho na região da Bocaina, a identificação e interpretação dos lineamentos estruturais e de drenagem, bem como anomalias nas formas de relevo. Santos (1999), estabeleceu a evolução morfotectônica de Aiuruoca, através da análise conjunta de feições da rede de drenagem, do relevo e da configuração atual dos registros sedimentares cenozóicos.

Hiruma e Riccomini (2000) constatou com pesquisa no Planalto de Campos do Jordão, que métodos morfométricos aplicados à identificação preliminar de áreas com maior probabilidade de ocorrência de registros de depósitos recentes auxiliaram

na visualização de diferentes compartimentos morfológicos permitindo a identificação de descontinuidades e anomalias indicativas de controle neotectônico.

Em estudo na região de Atibaia-Bragança Paulista, Bistrichi (2001) comprovou que as análises de drenagem são adequadas para estudos tectônicos, tanto para a identificação de áreas sujeitas a movimentação quanto para a avaliação qualitativa das deformações e mesmo quantitativa de sua intensidade. Confirma-se assim, a importância dos parâmetros morfométricos das redes de drenagem para estudos morfotectônicos. Etchebehere (2000), também comprovou em pesquisa no Vale do Rio do Peixe, que a análise morfométrica da rede de drenagem, possibilita identificar anomalias que estejam vinculados à processos neotectônicos.

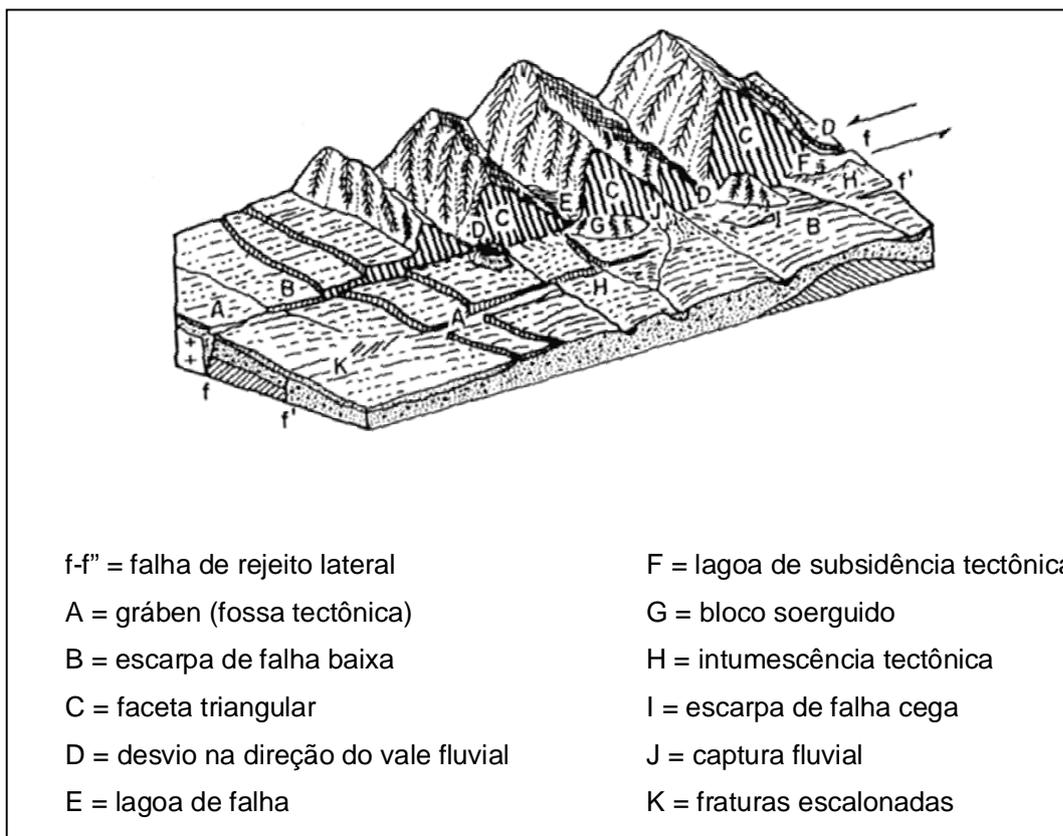
No que se refere à identificação das feições geomorfológicas as quais podem indicar eventos neotectônicos, Suguio (2001) discute alguns modelos que têm norteado as interpretações de diversos pesquisadores em trabalhos de campo. Entre os modelos mais utilizados estão as feições de relevo em compartimentos deformados por falhas, como aqueles encontrados no setor de contato entre o gráben do Médio Curso do Paraíba do Sul e Serra do Mar (Figura 10).

Segundo o autor (op. cit.), a escarpa de falha constitui uma das manifestações superficiais de falhas que afetam uma região, desencadeamento anomalias de relevo, sendo que em seguida à movimentação da falha a superfície do terreno submetida aos processos erosivos, resulta na desconfiguração da forma original, principalmente em ambientes quentes e úmidos.

Suguio (2001), concorda que além da identificação em campo das feições acima expostas, a análise regional com a utilização de índices morfométricos como a densidade de drenagem, podem auxiliar na detecção de descontinuidades da superfícies vinculadas a deformações neotectônicas.

A análise geomorfológica configura-se deste modo como importante instrumento que permite uma análise mais sucinta do modelado do relevo de uma determinada área. Assim é possível, juntamente com o trabalho de campo, analisar que formas os aspectos estruturais estão desenvolvendo no relevo e se estas características litoestratigráficas estão ou não vinculadas a reativações recentes.

A drenagem, como um atributo estreitamente ligado aos estudos geomorfológicos, se traduz como outro importante fator a ser observado na paisagem. Esta proposição refere-se ao fato da drenagem ser o primeiro agente geomorfológico a sofrer alteração no caso de fenômenos tectônicos.



Fonte: Matsuda & Okada, (1968, *apud* Suguio 2001)

Figura 10 – Diversos Tipos de Relevo Deformados por Falhas.

Isso ocorre devido à alteração do nível de base, tanto local, regional como continental, decorrente de um soerguimento ou abatimento. Neste caso a drenagem procurará rapidamente, pela própria força da gravidade, ajustando-se às novas condições estabelecidas, alterando ao mesmo tempo, toda a dinâmica erosiva. A acumulação de sedimentos também será modificada, construindo níveis diferenciados de terraços e planícies fluviais e interferindo também na estratificação dos pacotes sedimentares.

No que se refere à drenagem, é necessário esclarecer que cuidados são indispensáveis na análise dos indicadores de fenômenos neotectônicos. Tem-se cogitado muito a idéia que alterações em canais de 1º ordem são por si só reflexos de eventos tectônicos recentes, no entanto deve-se atentar ao fato de cada região possui uma dinâmica geomorfológica diferenciada, e que podem existir outros processos que ocasionem uma nova orientação destes canais.

Outros fenômenos, como o deslocamento de colinas, anfiteatros soerguidos e escalonados e lagoas em atuais interflúvios, são formas geomorfológicas que podem indicar fenômenos neotectônicos.

Como o relevo que se identifica na paisagem é Quaternário e no máximo Terciário, as formas neotectônicas estão intrinsecamente relacionadas aos aspectos geomorfológicos, oferecendo bases para uma outra área das Geociências, a Morfotectônica.

### **3.6 Evolução Mesozóico-Cenozóico da Região Sudeste Brasileira**

Tendo em vista a importância dos estudos sobre a tectônica recente, assim como os elementos e modelos utilizados na identificação de formas resultantes destes eventos, efetua-se a análise de algumas propostas para a evolução morfotectônica do Sudeste brasileiro.

Além disso, para a compreensão da dinâmica lito-estrutural da área onde se insere a bacia do Ribeirão Entupido, é necessária a análise da origem e evolução da bacia terciária do Paraíba do Sul.

De acordo com Melo et al (1985), mesmo admitindo-se consensualmente que as bacias trafo gênicas são consequência da abertura do Atlântico Sul, não há opinião unânime a respeito dos mecanismos de evolução e cronologia relativa dos eventos.

Para Almeida (1976), o sistema de bacias desenvolveu-se no arqueamento do continente, resultado de uma movimentação vertical ascendente em oposição ao abatimento da bacia de Santos, localizada na plataforma continental adjacente, sendo que teria ocorrido segundo o autor (op. cit.) três pulsações tectônicas nesta região.

Segundo Melo et. al. (1985), as falhas E-NE, influenciaram a localização das falhas normais da reativação no Mesozóico-Cenozóico assim como as juntas constituíram anisotropias que favorecem o alívio dos novos sistemas de tensões. Para os autores, a região das bacias trafo gênicas foi submetida a arqueamento e forte erosão a partir do final do Paleozóico até o início dos processos de ruptura continental, no Jurássico Superior. Este arqueamento pré-rift manifestou-se na zona costeira como também ao longo do Arco de Ponta Grossa, uma região tectonicamente ativa no passado, com direção NW.

Melo et al (1985), afirmam que as manifestações magmáticas vinculadas a essa ruptura continental são representadas por vulcanismo básico seguido pela intrusão de maciços de rochas, sobretudo alcalinas. Segundo os autores, através de datações K-Ar aplicadas em derrames de rochas vulcânicas ankaramíticas intercaladas nos sedimentos da Formação Resende na Bacia de Volta Redonda foram identificadas idades de 43 Ma, correspondendo, portanto ao Eoceno Superior (Melo et al, 1983, Riccomini et al, 1989).

Melo et al, (1985) referindo-se a trabalhos realizados pelo IPT em 1983, afirma que foram identificados alguns aspectos que tornam possível a correlação entre as bacias de Resende, Volta Redonda e a parte NE da Bacia de Taubaté, como:

- 1) forma de semigrabens, assimétricas, basculadas para NW, com principais falhas normais na borda norte das bacias;
- 2) evidências de atividade tectônica e sin- e pós-sedimentar, ou seja, sedimentos basculados e afetados por falhas;
- 3) presença e distribuição de fácies sedimentares similares, fanglomerática e fluvial;
- 4) as bacias em questão apresentam padrão comum de distribuição de espelhos de falhas e estrias, indicando similaridade quanto à posição dos eixos principais de deformação geral e de esforços.

Deste modo, para Melo (et al, 1985), as semelhanças do arcabouço estrutural assim como a semelhança das fácies sedimentares indicam que as quatro bacias (Taubaté, Resende, Volta Redonda e São Paulo) tiveram uma evolução homóloga, ligada aos mesmos processos de distensão regional. Evento este que está vinculado a esforços transicionais, que desenvolveram falhas normais E-NE, relativos ao processo de ruptura continental, desenvolvendo em seguida falhas N-NE responsáveis pelo barlavento da drenagem, criando meios para que se procedesse a sedimentação continental.

Riccomini (1989), resumindo a evolução geológica e geomorfológica do rift continental do sudeste brasileiro estabelece seu desenvolvimento em 6 eventos:

- 1) Paleógeno (Eoceno-Oligoceno)

Formação de um hemi-graben, resultado do campo de esforços extensionais de direção NNW-SSE proveniente de um basculamento termodinâmico na Bacia de Santos, com preenchimento vulcano-

sedimentar sintectônico (Grupo Taubaté), compreendendo sistema de leques aluviais associados à planície aluvial de rios entrelaçados (Formação Resende), basal e lateral na bacia, um sistema playa-lake (Formação São Paulo); eclosão de derrames de basanita a sudeste de Volta Redonda (Basanita Casa de Pedra), associados ao sistema fanglomerático, e condições climáticas diversas, inicialmente semi-áridas (sedimentação Resende e Tremembé) e úmidas (Formação São Paulo).

2) Neógeno (Mioceno ?)

Transcorrência sinistral de direção E-W, com extensão NW-SE e localmente compressão NE-SW; geração de soleiras (Arujá, Queluz) relacionadas a transpressão, ou bacias do tipo pull-apart (Formação Itaquaquetuba), associadas a transtração ou relaxamento final dos esforços dessa fase. Ocorre também separação das drenagens dos rios Tietê e Paraíba do Sul através da Soleira de Arujá, com mudança do nível de base e erosão na porção central da Bacia de Taubaté.

3) Plioceno (?) a Pleistoceno Inferior

Desenvolvimento de novo sistema fluvial meandrante (Formação Pindamonhangaba), na área da bacia de Taubaté, em condições provavelmente quentes e úmidas.

4) Pleistoceno Superior

Na fase inicial, estabilidade tectônica com a deposição de sedimentos colúvios-aluviais, resultado do remodelamento do relevo vinculado a variações climáticas. Num segundo momento, nova fase transcorrente E-W, agora dextral, com compressão NW-SE e geração de novas soleiras; definição de distribuição atual dos sedimentos nas bacias, ou embaciamentos, num arranjo lazy-Z.

5) Holoceno

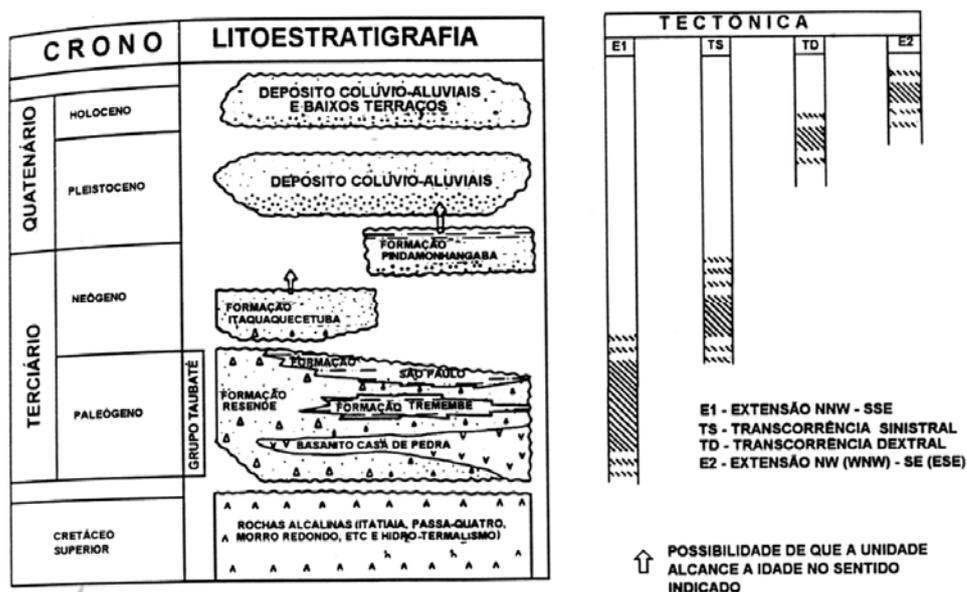
Nova extensão NW (WNW) –SE (ESE), afetando depósitos de baixos terraços ligados à evolução da rede de drenagem do Rio Paraíba do Sul.

6) “Atual”

Para Riccomini (1989), ocorre campo de tensões indicando compressão, sugestivo de nova mudança no regime de esforços.

Segundo o autor (op. cit.), a alternância entre a transcorrência sinistral e dextral e, conseqüentemente, de esforços trativos para compressivos,

respectivamente, estaria relacionada provavelmente ao balanço entre as taxas de abertura na Cadeia Meso-Atlântica e de subducção da Placa de Nazca sob a Placa Sul Americana. A deriva desta última para oeste, em relação às estruturas antigas do Rift Continental do Sudeste Brasileiro, proporcionaria transcorrência dextral quando a taxa de abertura excedesse a de subducção e transcorrência sinistral no caso oposto (Figura 11).



Fonte: Riccomini (1989)

Figura 11 – Coluna estratigráfica das Bacias do Rift Continental do sudeste do Brasil e as fases tectônicas documentadas.

Mello (1997), em seus estudos no Médio Vale do rio Doce, identificou diferentes eventos neotectônicos superimpostos, através da integração da análise de fraturamento à estratigrafia dos sedimentos cenozóicos. Algumas evidências associadas a estes fenômenos estariam vinculadas à presença de planos de falhas com a mesma direção e caráter completamente distintos, além de planos de falhas com gerações de estrias superpostas. De modo geral, sua proposta assume similitudes com a de Riccomini (1989).

A análise da evolução tectônica cenozóica da região do Médio Vale do Rio Doce estaria relacionada a quatro eventos;

- I) Regime Tectônico Transcorrente Sinistral E-W

Fase mais antiga envolvendo falhas normais NE-SW a ENE-WSW, a NNE-SSW e as falhas reversas com componentes sinistrais NW-SE a WNW-ESSE, além de sistemas de juntas conjugadas NNE-SSW e NE-SW. A compartimentação geomorfológica principal da área do Médio vale do Rio Doce pode estar associada a esta fase.

II) Regime Tectônico Transcorrente Dextral E-W:

Segunda fase neotectônica que envolve as falhas normais NW-SE, dextrais normais NW-SE, WNW-ESSE e E-W, falhas sinistrais normais N-S e falhas reversas dextrais ENE-WSW.

A esta fase esta associada à geração de altos topográficos e a principal; segmentação morfoestrutural da depressão do Vale do Rio Doce.

III) Regime Tectônico Extensivo NW-SE:

Esta fase envolve as falhas normais NE-SW e normais dextrais NE-SW a ENE-WNW. A esta terceira fase tectônica estão vinculadas as capturas fluviais, com o alinhamento ENE de interflúvios e o estrangulamento da depressão do vale do rio Doce.

IV) Regime Tectônico Compressivo E-W:

Conjunto de fraturas conjugadas NE-SW e NW-SE, afetando sedimentos mais recentes, estando associados também a esforços compressivos E-W.

Correlacionando a evolução tectônica na porção Sul do sistema de riftes, Salamuni (1998), afirma que a evolução da Bacia de Curitiba, caracteriza-se como um conjunto de processos que iniciou desde o fim do Cretáceo, motivado pelos fenômenos tectônicos mais importantes que ocorreram no interior da Placa Sul-Americana.

O autor ressalta que os eventos geológicos e tectônicos processados na bacia são respostas locais à tectônica abrangente processada na placa e não necessariamente deveria apresentar as mesmas características estruturais. Deste modo, para o autor (op. cit.), os processos regionais de rifteamento e conseqüente evolução da Serra do Mar, tiveram influencia direta com a gênese das bacias Trafogênicas do Sudeste brasileiro e entre elas a Bacia de Curitiba.

A Formação Gabirota, depositada em hemi-grabens gerados pelos processos tectônicos iniciais e deposição da Formação Tinguis no final da evolução da bacia de Curitiba devido à ocorrência do tectonismo transtensional, que possibilitou a geração de um romboedro (pull-apart) e a sedimentação desta

Formação, ocorre também em outras bacias pertencentes ao sistema de rifts da Serra do Mar.

No entanto Salamuni (1998), constata que as Bacias de São Paulo e Taubaté sofreram tectonismo mais intenso durante a sua evolução como identificado pela maior atividade dos falhamentos até a profundidade máxima de 250 e 500 m respectivamente. Uma característica interessante da Bacia de Curitiba segundo o autor (op. cit.), apesar de sua pequena profundidade média é a morfologia do embasamento, onde ocorrem depressões alongadas segundo as direções NE-SW, alinhadas segundo o eixo principal da bacia.

Deste modo, pode-se concluir, segundo Salamuni (1998), que para a compreensão a respeito da evolução da Bacia de Curitiba, é importante considerar seu contexto tectônico regional do fim do Cretáceo, marcado pela evolução da Serra do Mar, sendo que devido à extensão da Placa Sul-Americana, os movimentos atenuaram-se no início do Terciário, sendo que alguns movimentos de extensão intraplaca evoluíram até o fim do Pleistoceno.

### **3.7 Parâmetros Morfoestratigráficos**

A análise Morfoestratigráfica é de extrema importância para a compreensão da evolução do relevo de uma determinada área, correlacionado os gradientes de erosão e sedimentação. A análise efetuada na presente pesquisa objetivou a aquisição de dados de campo e laboratório que em associação com as datas obtidas pela Luminescência Opticamente Estimada (LOE) permitissem inferir de modo coerente, o desenvolvimento dos depósitos recentes na bacia analisada. Privilegiou-se deste modo, a análise da espacialização e a caracterização geral em descritiva em campo, não sendo realizadas técnicas mais específicas como a micromorfologia, morfoscopia e a varredura de grãos, que permitiria a proposição das unidades aloestratigráficas.

Assim buscou-se a identificação das camadas estratigráficas nos perfis estudados, a descrição em campo e a correlação com as unidades já apresentadas pela bibliografia.

Mello (1997), ressalta a importância da interação Geomorfologia-Estratigráfica, tendo sido utilizada a perspectiva de reconhecimento morfoestratigráfico, sendo possível abordar as superfícies deposicionais e

caracterizando-se como importante instrumento para o reconhecimento e mapeamento dos depósitos quaternários.

Segundo Mello (1997), os depósitos quaternários não se encontram restritos a bacias sedimentares em sentido estrito, sendo que distribuem-se sob as múltiplas formas de relevo e portanto, em estreita relação genética com as feições geomorfológicas. A conciliação entre os estudos geomorfológicos e a estratigrafia, sendo de extrema importância para os estudos sedimentares do quaternário.

Para Mello (op. cit.) o modelo proposto por Bigarella e colaboradores propiciou importantes avanços de Estratigrafia do Quaternário brasileiro, mas que atualmente ocasionam problemas em sua aplicação, se levados em consideração os seguintes aspectos:

- 1) reconhecimento complicado em campo, de diferentes superfícies assim como suas correlações como os depósitos sedimentares;
- 2) não há uma correlação cronogeológica bem definida, sendo que podem estar envolvidos também sedimentos terciários;
- 3) o excesso de interpretações paleoclimáticas, já que mecanismos tectônicos podem ter também atuado no escalonamento das superfícies e restringem a análise sedimentar a um caráter secundário.

Outro enfoque necessário, de acordo com Mello (1997), para a realização das análises estratigráficas refere-se a Aloestratigrafia para que haja a ordenação estratigráfica do registro sedimentar em estudo, sendo a possível cronologia de eventos, seria definido entre outros aspectos, através das descontinuidades estratigráficas.

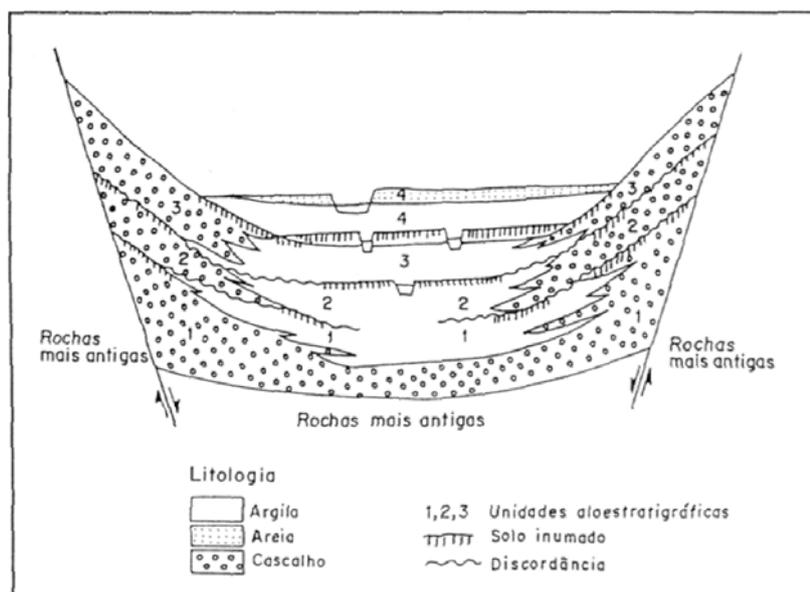
### **3.7.1 Aloestratigrafia**

Segundo Mello (1997), a Aloestratigrafia como instrumento de classificação estratigráfica foi introduzida pelo último Código Estratigráfico Norte-Americano (NACSN) em 1983, destinada particularmente à análise de depósitos quaternários, sendo utilizada também para abordar as seqüências sedimentares mais antigas.

De acordo com Suguio (2001) a utilização da Aloestratigrafia é proposta para depósitos quaternários, levando em consideração que as abordagens tradicionais, empregadas no estudo de seqüências sedimentares antigas apresentam sérios problemas quando aplicadas na análise do registro quaternário,

já que um nível maior de detalhamento é exigido, tanto pela natureza descontínua e espessura delgada destes depósitos, suas freqüentes similaridades e recorrências de fácies, ou seja pelo registro paleontológico inadequado a análises estratigráficas, ou além disso pela reduzida disponibilidade de dados geocronológicos precisos (Figura 12).

Figura 12 – Exemplo de classificação aloestratigráfica de depósitos aluvionais e lacustres em um gráben.



O esquema ilustra 4 unidades aloestratigráficas superpostas (1 – 4), definidas por descontinuidades traçáveis lateralmente (desconformidades e paleosolos). Notar que o conjunto sedimentar pode ser separado lateralmente em formações distintas, caracterizadas por aspectos texturais.

Fonte: Mello, (1995, modificado de NACSN, 1983).

Uma unidade aloestratigráfica corresponde segundo o autor (op. cit.), a um corpo sedimentar estratiforme, mapeável, definido pelo reconhecimento de descontinuidades limitantes. A categorização neste tipo de unidade, permite distinguir como unidade única, depósitos caracterizados por heterogeneidade lítica, limitados por descontinuidades.

As unidades morfoestratigráficas identificadas durante a fase de mapeamento da bacia foram descritas com base nas suas propriedades sedimentológicas e pedológicas.

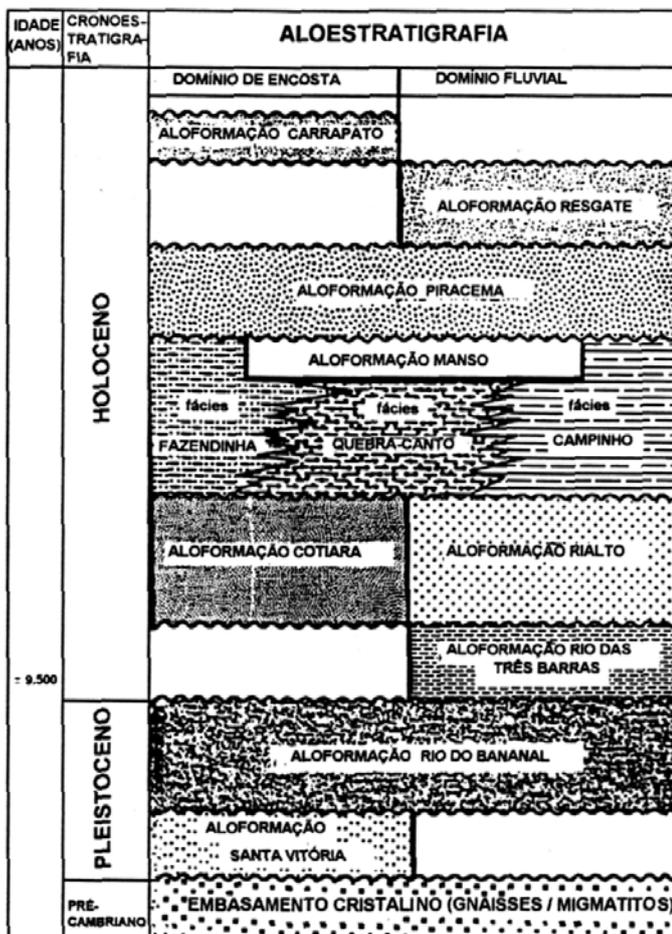
Para Suguio (2001), como as discontinuidades representam planos de tempo, as unidades estratigráficas são essencialmente diacrônicas, constituindo importante base para uma classificação cronoestratigráfica. Além disso, as unidades aloestratigráficas podem exibir grandes variações faciológicas temporais e espaciais, constituindo um instrumento mais adequado às análises paleoambientais que as formarão.

A unidade da aloestratigrafia denomina-se *aloformação* que pode ser subdividida em *alomenbros* ou constituir um *alogrupo* em associação com outras aloformações.

Moura e Meis (1986), Mello et al.(1991) e Mello et al.(1995), assim como outros autores, buscaram uma estratégia para investigar a formação das unidades deposicionais estruturadoras dos compartimentos morfoestratigráficos. Em virtude da semelhança faciológica dos sedimentos estudados: leques alúvio-coluvionares, sedimentos aluviais e coluvionamentos de diversas gêneses e magnitudes, estes autores optaram pela análise aloestratigráfica.

A aloestratigrafia compreende uma abordagem dos depósitos sob a ótica do evento deposicional (estratigrafia de eventos), onde cada unidade é determinada a partir de suas discontinuidades erosivas, e corresponde a um evento deposicional discreto. No caso dos sedimentos quaternários, com expressão superficial como unidade do relevo, a recorrência faciológica é notável, uma vez que os ambientes deposicionais permanecem discerníveis na paisagem.

No presente trabalho, a análise dos sedimentos coletados na Bacia do Ribeirão Entupido será comparada com a Coluna Estratigráfica da região do Bananal, elaborada por Moura & Mello (1991), já as datas obtidas pela luminescência (LOE) serão confrontadas com as obtidas por Mello (1995) através da datação por  $C_{14}$  no Vale do Rio Doce e da região do Bananal. (Figura 13).



Fonte: Moura & Mello (1991).

Figura 13 - Coluna Estratigráfica (Quaternário Superior) da região do Bananal segundo Moura & Mello (1991).

#### **IV – MÉTODO E TÉCNICAS**

A abordagem geomorfológica clássica tentou associar o desenvolvimento das encostas à análise de suas formas e relações geométricas com possíveis depósitos correlativos. Estas representariam evidências auto-explicativas dos padrões evolucionários do relevo. Rhoads & Thorns (1996) associaram este tipo de enfoque ao uso de cadeias causais curtas, que envolvem apenas os sentidos humanos, e propõe uma abordagem metodológica que priorize o uso de cadeias causais longas e complexas, associadas à sofisticada instrumentação artificial. Daí a necessidade de se prestar maior atenção às propriedades dos materiais estruturadores das formas de relevo. Não obstante, a interpretação dos resultados recorreu inevitavelmente a interpretações abduativas, que buscam encontrar a causa pelo efeito, já que não é possível medir-se um evento geo-histórico por si mesmo, mas apenas interpretar suas evidências na paisagem.

Com relação ao método optou-se pela Teoria Geral dos Sistemas. A referida teoria, criada e desenvolvida por R. Defay (1929) na área da termodinâmica, e aplicada na biologia por L. von Bertalanffy (e depois em outras ciências, dentre elas a Geografia e Geomorfologia) concebe a idéia de que tudo o que se encontra na natureza está inserido num grupo de elementos, possuidores de organização própria, que se inter-relacionam, formando um sistema. Por sua vez, esse sistema está contido num sistema maior, também dotado de organização e dinâmica próprias. Esses sistemas interagem entre si pela troca de fluxos de matéria e energia; portanto, esses dois fatores são os viabilizadores da existência e funcionamento dos mesmos.

Segundo Christofolletti (1971) uma vez decidido qual será o sistema a ser investigado, deve-se definir os seus elementos e as suas relações, permitindo uma delimitação mais apropriada do espaço e distinguir as suas unidades componentes, interligadas pelas relações internas, estabelecendo também os sistemas ambientais controladores que atuam sobre o sistema através das relações externas.

No caso da bacia hidrográfica do Ribeirão Entupido, enfatiza-se que a mesma foi analisada sobre a perspectiva dos sistemas processos-respostas decorrentes, portanto da combinação de sistemas morfológicos e sistemas em seqüências. No âmbito dos sistemas em seqüência a presente pesquisa apresenta-se como caixa cinza envolvendo assim conhecimento parcial do funcionamento do referido sistema (bacia hidrográfica) onde os estudos realizados enfatizaram alguns subsistemas.

Desta forma uma gama de técnicas será utilizada para definir a gênese e evolução da bacia do ribeirão Entupido, como segue:

#### **4.1 Mapeamento Geomorfológico**

O mapeamento geomorfológico da área orientada ao registro dos fatos geomorfológicos necessários à interpretação das evidências de campo, bem como, que pudessem sugerir áreas prioritárias para a descrição de perfis estratigráficos e coleta de amostras.

Com relação à elaboração do mapa geomorfológico, estão sendo utilizadas pares de fotografias aéreas na escala de 1:25.000 de julho de 1973. (Mapa 01)

Para sistematizar as informações do mapa geomorfológico está sendo utilizada a análise de cartas topográficas a 1:50.000 (IBGE) e 1:10 000 (IGC).

A metodologia de mapeamento utilizada se fundamenta nos trabalhos de Verstappen & Zuidam (1995) e a utilização de algumas simbologias de Tricart (1972).

#### **4.2 Análise Morfoestrutural**

A análise morfoestrutural da bacia foi feita a partir da interpretação dos compartimentos de relevo, e sua relação com as estruturas medidas em campo

(falhas e estrias), seja nos sedimentos Quaternários ou no embasamento subjacente.

Foram elaborados, modelos digitais de terreno (MDT's) através da digitalização dos mapas topográficos a 1: 50.000 e 1:10.000, curvas de nível e pontos cotados. A base topográfica foi digitalizada pelo programa Autocad-2006 e, por fim, uma imagem final foi gerada pelo programa ArcView 9.2

A análise destes elementos integrados permitiu uma interpretação da evolução morfoestrutural da área e seu reflexo sobre a sedimentação.

O mapa hipso-morfológico (Mapa 02), o mapa clinográfico (Mapa 03) e o mapa de orientação das vertentes (Mapa 04) também foram elaborados com o objetivo de permitirem feições tectônicas e as anomalias de relevo. Para a elaboração dos mesmos, também foi utilizado o software ArcView 9.2.

### **4.3 Análise Morfoestratigráfica**

As unidades morfoestratigráficas identificadas durante a fase de mapeamento da bacia foram descritas com base nas suas propriedades sedimentológicas e pedológicas. A análise e descrição das fácies encontradas seguiu o esquema proposto por Miall (1996), no entanto o método aplicado à área foi o da aloestratigrafia, como utilizado para outros setores do Sudeste do Brasil por Moura e Meis (1986) e Mello et al.(1991).

As análises sedimentológicas buscaram descrever as diversas unidades morfoestratigráficas, e resgatar os processos formativos. Camargo Filho & Bigarella (1998) utilizaram os parâmetros sedimentológicos tradicionais para caracterizar os tipos de processos envolvidos na deposição de colúvios no vale do rio Bananas - Paraná. Os autores constataram uma correlação positiva entre os índices de simetria e os principais tipos de processos atuantes no âmbito das encostas.

#### **4.4 A Datação dos Sedimentos por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) e Termoluminescência (TL)**

O método de datação por luminescência envolve um conjunto de técnicas baseadas no acúmulo de cargas radioativas produzidas por uma população de elétrons aprisionados em minerais cristalinos.

Estabelece-se com essa técnica o período de tempo transcorrido desde que a “população aprisionada” de elétrons foi liberada pela última vez, no caso, o último momento em que o material esteve exposto à radiação solar.

A luminescência refere-se ao fenômeno caracterizado pela emissão de luz a partir de um material isolante ou semicondutor quando o referido material absorve, previamente, energia de uma fonte de radiação externa. Este fenômeno ocorre graças ao acúmulo de cargas elétricas em níveis energéticos metaestáveis, onde a emissão ocorre quando estas cargas recebem energia suficiente para serem liberadas.

Segundo Corrêa (2001) os elétrons são liberados do seu estado estável por uma adição de energia ao sistema, como quando são expostos à radiação ionizante proveniente do decaimento radioativo, sendo que, uma vez aprisionados, parte da população de elétrons fixa-se em áreas defeituosas, tornando-se estáveis, aguardando uma nova adição de energia introduzida por via óptica ou térmica. Tal energia adicional supera um patamar alcança um patamar de ativação permitindo que os elétrons combinem-se a “vazios” nos centros de recombinação.

Para o autor op cit, os elétrons durante este processo, retornam ao seu estado de base e, se o centro de recombinação for do tipo luminescente, a energia é emitida através de fótons. Neste sentido, o método da luminescência presume que qualquer carga pretérita de elétrons contida em um sedimento é substancialmente reduzida ou até mesmo removida completamente durante os processos de erosão, transporte e sedimentação resultando um pequena carga residual não removível.

A datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) e a datação por Termoluminescência (TL) são exemplos de métodos de datação luminescentes. O primeiro caso é um fenômeno caracterizado pela emissão de luz a partir de cristais, quando o mesmo é excitado por uma fonte luminosa de comprimento de onda adequado. O quartzo ou o feldspato possuem forte emissão quando excitado com

luz de comprimento de onda 514,5 nm. No caso da Termoluminescência a emissão luminescente ocorre devido ao aquecimento do material a determinada temperatura.

Os sedimentos amostrados nas diversas unidades morfoestratigráficas do ribeirão Entupido foram submetidos a processos de datação absoluta por (LOE). As coletas foram efetuadas em ambientes deposicionais considerados “chaves” na compreensão da dinâmica geomorfológica da área como terraços fluviais e rampas coluviais. As coletas em campo foram orientadas pelo Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa (UFPE).

As vantagens do método da LOE sobre os demais procedimentos de datação de sedimentos recentes, como o  $C^{14}$  por exemplo, advém do fato deste explorar uma propriedade física – a luminescência – inerente aos sólidos cristalinos (minerais) encontrados no próprio depósito, prioritariamente o quartzo e os feldspatos. Assim sendo, a LOE se converte em método de datação absoluta de eventos deposicionais. Sua abrangência temporal vai desde de cerca de 100 anos ap. até 1Ma, dependendo dos níveis de saturação do material analisado (Wagner, 1998 e Aitken, 1998), portanto o método da LOE se presta para a datação de eventos deposicionais ocorridos ao longo do Quaternário; desde eventos climáticos regionais de grande magnitude (mudanças nos padrões de circulação regional), eventos tectônicos que afetaram a rede de drenagem (inversões e capturas por soerguimento das cabeceiras), até episódios erosivos recentes desencadeados por alterações nos padrões de uso do solo.

Em virtude do regime climático tropical úmido do Sudeste do Brasil não favorecer o zeramento absoluto do sinal de LOE do quartzo, seja no ambiente fluvial quanto no de encosta (Prof. Dr. Sônia Hastue Tatumi, 2000, comunicação verbal), foi priorizada a datação dos K-feldspatos contidos nos depósitos a partir do método da LOE do infravermelho. Segundo Aitken (1998), a LOE do infravermelho, característica dos feldspatos potássicos, é o sinal de luminescência mais prontamente apagado durante um evento deposicional, e portanto o mais adequado para o estudo de sedimentos de ambientes aquosos, com incidência moderada de luz solar. Em virtude dessas limitações mineralógicas, o estudo do Complexo do Passa Quatro foi fundamental para o projeto, devido à natureza alcalina da rocha-mãe.

Com base nos procedimentos para utilização da LOE, uma vez escolhido o local de amostragem, faz-se a limpeza do perfil e a introdução de um tubo de PVC

para a coleta de material (Foto 01). Deve-se proteger a amostra para que a mesma não seja submetida à luz direta do sol, já que isto causaria o “zeramento” dos minerais de quartzo e feldspato. Assim que o tubo for introduzido para coletar material suficiente, deve-se retirá-lo escavando sua lateral, caso contrário os sedimentos sairiam do tubo.

Em seguida, fecham-se as duas extremidades do tubo, identificando nas tampas, os lados de fora e de dentro.

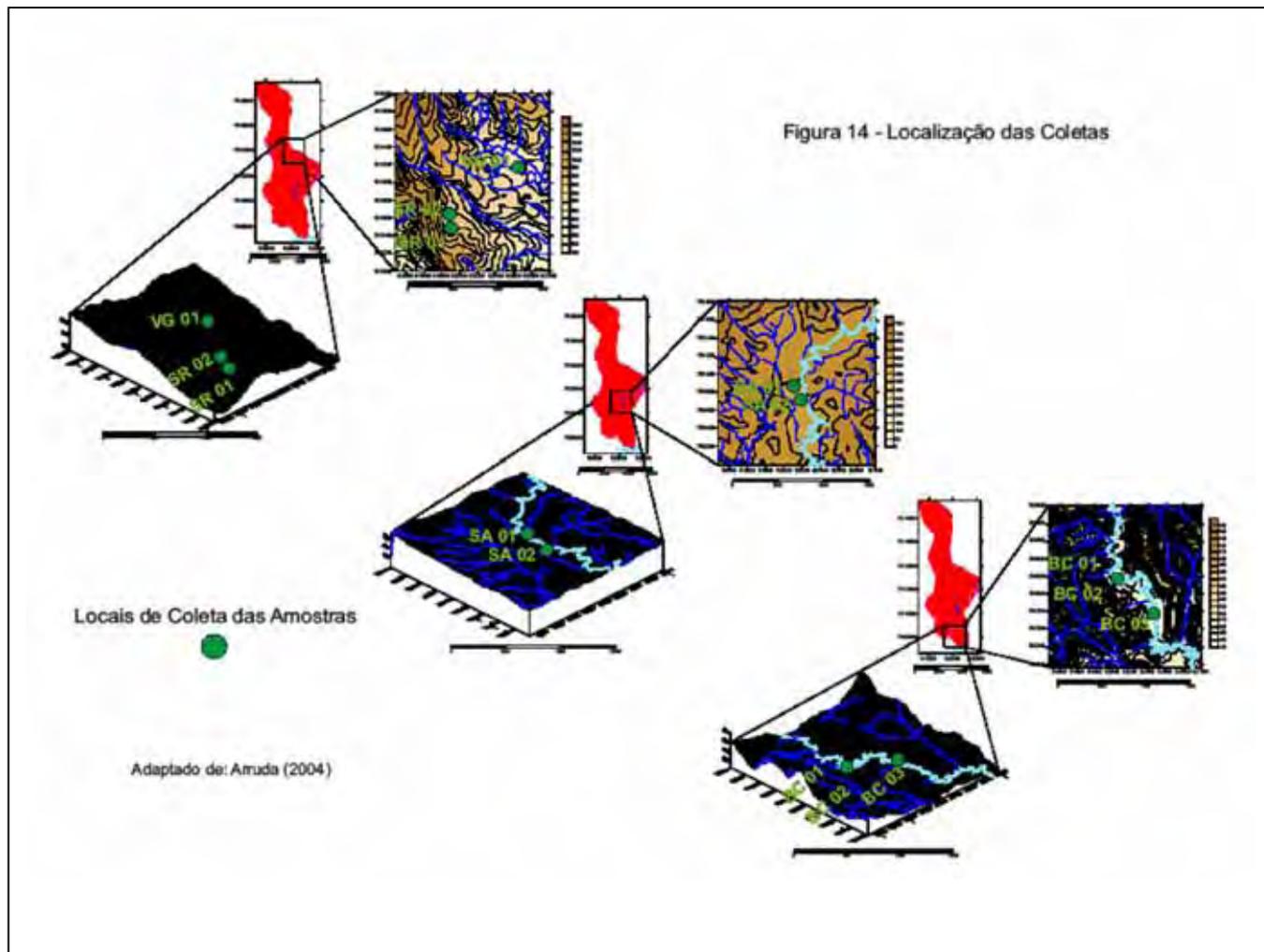
Foto 01 – Técnica de Coleta de sedimentos para datação por LOE e TL; introdução do Tubo de PVC. (Arruda, 2001)



A datação por LOE foi efetuada nos Laboratório de Vidros e Datação da FATEC, São Paulo, sob orientação da Profa. Dra. Sônia Hatsue Tatumí.

Nesta etapa foi realizada a análise das macro-feições deposicionais encontradas ao longo da bacia do Rio Entupido. Desta forma, realizou-se uma análise em detalhe das 08 amostras datadas ao longo do alto e médio e baixo curso deste dreno, tanto em ambientes de encosta quanto aluviais. (Figura 14)

A metodologia utilizada para a datação dos sedimentos foi a Luminescência Opticamente Estimada de grãos de Feldspato. As amostras coletadas foram peneiradas em grãos de 88-180  $\mu\text{m}$  e submetidos a um tratamento químico com HF 20% por 45 minutos, HCl 20% durante 2 horas, para então serem selecionados apenas grãos de Feldspato. As medidas de TL foram realizadas apenas com estes grãos. As curvas de LOE foram obtidas com o aparelho TL/OSL automated Systems, Model 1100-series Daybreak Nuclear Instruments Inc., e os grãos de Feldspato sofreram uma irradiação com  $^{60}\text{Co}$  realizada no IPEN-CNEN/SP. A Dose Acumulada “P” foi obtida através do Método de Regeneração Total. Os valores das doses anuais foram calculadas usando as concentrações de  $^{40}\text{K}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ , medidas no



laboratório de Vidros e Datação da FATEC, SP, utilizando um detector “d NAI “ e a contribuição da radiação cósmica ficou em 182  $\mu$ Gy/ano (Tabela V).

Tabela V – Distribuição anual de Th, U e K-40 nos sedimentos coletados no vale do Rio Entupido, Maciço do Passa Quatro, SP

| <b>Amostra</b> | <b>Th<br/>(ppm)</b>  | <b>U<br/>(ppm)</b>   | <b>K-40<br/>(10<sup>-5</sup>%)</b> |
|----------------|----------------------|----------------------|------------------------------------|
| <b>VG 01</b>   | <b>4,10 ± 0,1</b>    | <b>2,50 ± 0,06</b>   | <b>0,05 ± 0,005</b>                |
| <b>SA 01</b>   | <b>7,00 ± 0,2</b>    | <b>4,50 ± 0,1</b>    | <b>0,096 ± 0,009</b>               |
| <b>SA 02</b>   | <b>6,50 ± 0,2</b>    | <b>3,50 ± 0,09</b>   | <b>0,070 ± 0,007</b>               |
| <b>SR 01</b>   | <b>8,90 ± 0,2</b>    | <b>4,70 ± 0,1</b>    | <b>0,169 ± 0,017</b>               |
| <b>SR 02</b>   | <b>10,30 ± 0,3</b>   | <b>5,50 ± 0,14</b>   | <b>0,051 ± 0,0053</b>              |
| <b>BC 01</b>   | <b>8,059 ± 0,806</b> | <b>3,180 ± 0,318</b> | <b>1,351 ± 0,135</b>               |
| <b>BC 02</b>   | <b>7,480 ± 0,748</b> | <b>2,866 ± 0,287</b> | <b>1,203 ± 0,120</b>               |
| <b>BC 03</b>   | <b>8,038 ± 0,804</b> | <b>2,029 ± 0,203</b> | <b>2,324 ± 0,232</b>               |

Fonte: LVD/FATEC (2003/2007)

#### 4.4.1 O Método da Regeneração Total

Em seguida aos primeiros testes, as amostras foram destinadas à datação por LOE do Infravermelho e foram submetidas ao protocolo da RAS – Regeneração de Alíquota Simples, como definido por Aitken (1998), em que, após a medição da dose natural da luminescência, é fornecida uma série de doses de laboratório que regenera o sinal de luminescência original. O procedimento é repetido para um número reduzido de alíquotas (de 2 a 6 alíquotas por amostra), e por fim obtém-se a média ponderada das páleodoses, obtidas a partir da interpolação do valor da luminescência natural, sobre a reta que une os pontos obtidos pelas doses regenerativas dadas em laboratório. Tal método também foi efetuado no Laboratório de Vidros e Datação sob orientação da Prof. <sup>a</sup> Dr. <sup>a</sup> Sônia Hatsue Tatumi. A vantagem deste método é que nele não há necessidade de extrapolação, como no caso do métodos das doses aditivas, mas sim de

interpolação dos valores artificiais a aqueles obtidos da medição do sinal natural da luminescência (Figura 15, tabela V).

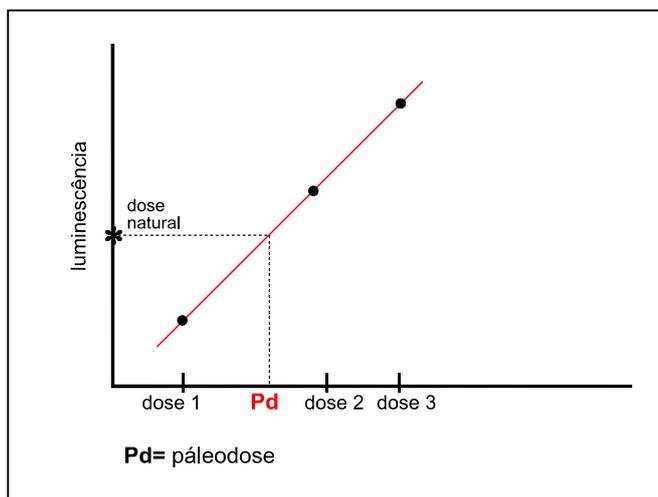


Figura 15 – Método Regenerativo - Interpolação da dose natural sobre a reta que une os pontos obtidos para as doses regeneradas de radiação  $\beta$ , dadas no laboratório.

#### 4.5 Análise de Anomalias de Drenagem

Segundo Morales (2005), a análise da rede de drenagem pode ser efetuada com base no mapa de drenagem onde são identificados os cursos fluviais da bacia e/ou área analisada, complementando-se com os traços de fundos de vales, afluentes menores e cabeceiras retirados das imagens aéreas. Em um contexto regional esse reconhecimento inicial possibilita a caracterização das estruturas maiores, passo esse, muito importante para a análise detalhada da área.

De acordo com o autor (op cit), a análise da rede de drenagem deve estar associada à investigação dos padrões e anomalias de drenagem uma vez que cursos fluviais adaptam-se às orientações das estruturas geológicas ou são afetadas por elas, resultando no desenvolvimento de cachoeiras, corredeiras, estrangulamentos e até mesmo deslocamento de canais. A análise morfométrica da drenagem pode também fornecer indícios para a caracterização da atividade tectônica, indícios estes os quais podem ser interpretados a partir do deslocamento de terraços e inflexões de rios, mudanças de padrão de drenagem, vales suspensos, ruptura de perfis de vales, ruptura de perfis de terraços fluviais, vales assimétricos, vales suspensos e capturas de cursos fluviais.

Para Howard (1967), as principais anomalias de drenagem envolvem:

1. desvios bruscos em forma de cotovelos, vinculados à presença de descontinuidades;
2. arcos controlados por domos e dobras;
3. meandros abandonados os quais podem ocorrer devidos à migração de canais relacionados com basculamento de blocos;
4. segmentos retilíneos extensos, controlados pela presença de descontinuidades, os quais correspondem a falhas de forte angulosidade;
5. segmentos retilíneos alternados com segmentos sinuosos associados com blocos soerguidos e abatidos por falhas;
6. inversões de setores da rede de drenagem relativas a soerguimentos devido à presença de dobras ou arcos gerados por falhas de cavalgamento;
7. capturas associadas a diferença de gradiente e conseqüente diferença de velocidade de erosão, ou associadas a migração lateral de canais.

De acordo com Neves (2005) a investigação dos padrões e anomalias de drenagem porta-se como importante recurso para a análise morfotectônica, sendo subsídio necessário ainda, para averiguar as evidências neotectônicas que se processaram ou ainda ocorrem em uma determinada área. (Figura 16)

Neste sentido, para o trabalho aqui desenvolvido, dispõe-se de parâmetros e modelos apresentados em Ouchi (1985), Leeder e Alexander (1987), Cox (1994) Keller e Pinter (1996), para a análise da evolução geomorfológica da bacia do Ribeirão Entupido.

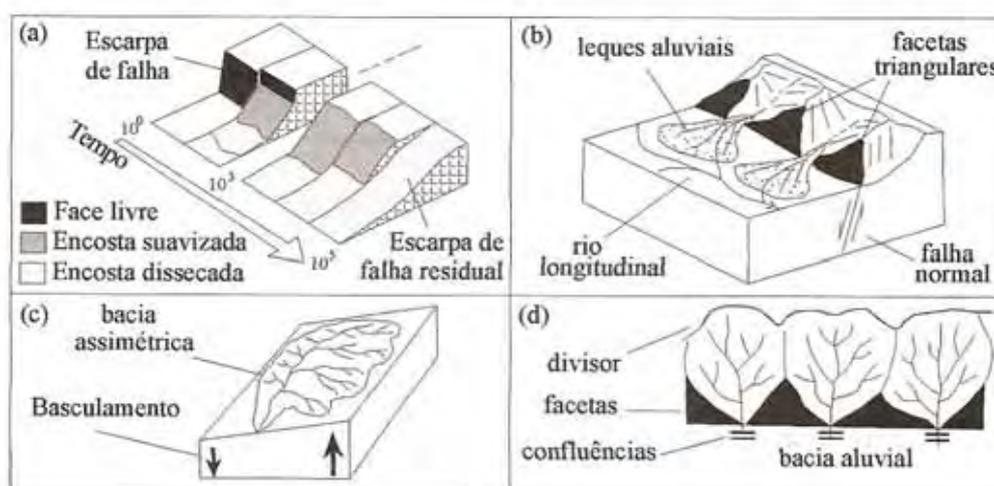


Figura 16 – Feições de anomalias de drenagem utilizadas em estudos morfotectônicos: a) Evolução das escarpas de falha para escarpas residuais; b) Formação de facetas triangulares e leques aluviais; c) Bacia assimétrica indicando basculamento tectônico e d) Alinhamento de confluências em zona de falha com abatimento de bloco tectônico. (Fonte: Neves, 2005)

Alguns outros parâmetros podem ser utilizados na análise da drenagem de uma bacia assim como a identificação de eventos neotectônicos sobre a mesma. Neste sentido, SILVA (et al, 2006) afirmam que os *knickpoints* são elementos fundamentais para a análise da história evolutiva de uma área. Os *knickpoints* são identificados na paisagem como “degraus”, de diferentes dimensões, ao longo de um perfil longitudinal do rio e cujo comportamento é reconhecido pelas características de fluxo.

Os *knickpoints* referem-se a ajustamentos na rede de drenagem, tanto relacionado a alterações do nível de base, tanto vinculado às oscilações climáticas como tectônicas. Deve-se ficar atento ainda à verdadeira origem dos mesmos,

considerando-se tanto circunstâncias estáticas como diferenças de litologias como dinâmicas fluviais que podem desenvolver essa feição morfológica. A análise da distribuição destas feições no contexto de toda a bacia contribui na compreensão, para SILVA (et al, 2006), do tempo de resposta da paisagem às forças externas e a história de transporte e descarga de sedimentos em bacias fluviais.

Ainda com relação às capturas na rede de drenagem os autores (op cit) elencam uma série de situações e adaptação ao modelo de Bishop (1995), que podem ser verificadas na figura 17 , a seguir:

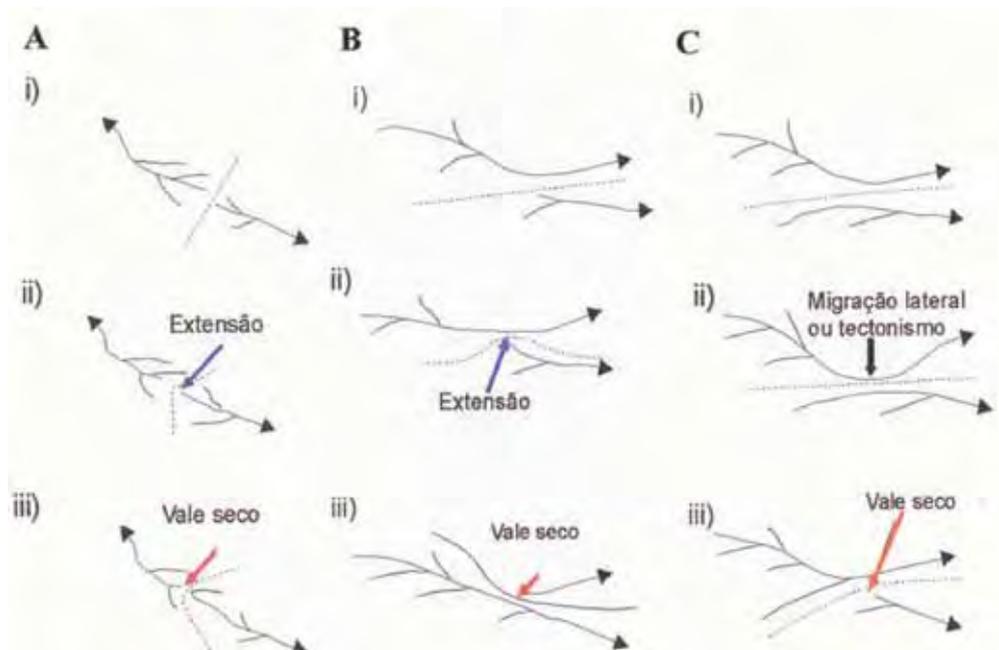


Figura 17 - Formas de rearranjo de drenagem através de captura vistas em planta. A linha tracejada é o divisor da drenagem. (A) capturas por extensão da cabeceira, (B) e (C) capturas através de invasão lateral de uma bacia de drenagem adjacente, ou através de extensão de cabeceira de um tributário (B) ou migração lateral de um rio para capturar um tributário adjacente (C). Em todas as situações espera-se rejuvenescimento de cabeceira do rio capturado no ponto de captura ou a montante deste. (Fonte: SILVA et al, 2006).

#### 4.5.1 Análise Morfométrica da Rede de Drenagem

Como constatado inicialmente pela revisão bibliográfica e posteriormente pela pesquisa em si, que a análise da rede de drenagem configura-se em importante abordagem a ser utilizada nos estudos geomorfológicos, uma vez que os canais de baixa ordem (1 a 3) são indicadores de adaptações a um nível de base recentemente modificado.

Assim, o estudo dos padrões de drenagem e cálculo de índices morfométricos sempre foi tema de importante abordagem nos estudos geomorfológicos, no entanto contata-se também a ocorrência de interpretações errôneas dos atributos da drenagem à ordem dos canais a serem enfatizados.

Segundo Deffontaines & Chorowicz (1991) o uso de novos conceitos tais como o da neotectônica e de história das bacias de drenagem permitem reavaliar antigos esquemas de classificação e sua operacionalidade como elementos para a análise morfogenética.

Optou-se portanto em trabalhar com métodos já estabelecidos pela geomorfologia fluvial, testando o significado de suas respostas mediante comparação com um arcabouço contemporâneo de informações. Entre as etapas vinculadas à análise morfométrica foram realizadas a análise do perfil longitudinal e o cálculo dos índices Relação Declividade x Extensão do Canal (RDE).

A fim de caracterizar a influência da morfoestrutura sobre os padrões de drenagem do maciço do Passa Quatro, foram utilizados procedimentos de gabinete como o mapeamento morfoestrutural da área e a retirada dos diversos tipos de lineamentos observados nas bases cartográficas.

Alguns índices morfométricos foram escolhidos para testar a interdependência de fatores associados à estruturação do relevo como, por exemplo, os controles estruturais sobre os padrões de drenagem.

Hiruma e Ponçano (1994) e Hiruma (1999), tentaram correlacionar a densidade de drenagem com a reativação de estruturas tectônicas no Planalto Atlântico do Sudeste do Brasil. Hiruma e Ponçano (1994) observaram uma relação direta entre as anomalias de alta densidade de drenagem e a distribuição das estruturas neotectônicas e de tectônica ressurgente, decorrentes das reativações ao longo do Mesozóico e do Cenozóico. Os mesmos autores testaram também a correlação dos índices de densidade de drenagem com a distribuição de classes de solos, encontrando, neste caso, um baixo nível de correlação espacial.

Etchebehere (2000) utilizou índices morfométricos para a análise da rede de drenagem e sua correlação com os controles morfoestruturais. O autor optou por trabalhar com o perfil longitudinal dos rios e com os índices “relação declividade X extensão do canal (RDE)” em áreas do Planalto Ocidental Paulista. Seus resultados apontaram para uma boa correlação entre anomalias na distribuição espacial dos índices e ocorrência de controles tectônicos sobre a rede hidrográfica.

A identificação detalhada de controles morfoestruturais pode gerar subsídios importantes para a determinação de fatores desencadeadores da deposição das unidades morfoestratigráficas. No caso da área abordada por este trabalho o estudo foi direcionado à correlação entre a estratigrafia neocenozóica, e sua relação com a estruturação do relevo, sobretudo com as anomalias fluviais.

#### **4.5.2 Análise do Perfil Longitudinal**

Constatou-se que, pequenas mudanças no gradiente do fundo do vale, reconhecidamente, causam mudanças significativas no padrão do canal, como por exemplo, acima de um eixo de soerguimento, o gradiente do canal e do fundo do vale é reduzido enquanto que, abaixo desse eixo, eles aumentam. Portanto, o caráter geomórfico de um rio deve refletir a resposta do canal à mudança de gradiente devido ao soerguimento.

Um rio pode manter seu gradiente com uma inclinação lenta do fundo do vale, através do aumento de sua sinuosidade mas, se a mudança for mais drástica, um canal meandrante pode sofrer incisão . Em um trecho com diminuição da declividade, a sinuosidade pode diminuir ou o canal pode se tornar anastomosado, como resposta à deposição.

A partir das constatações feitas acima, Burnett e Schumm (1983) verificaram que rios que drenam áreas sobre influência neotectônica estão constantemente ajustando seu curso às mudanças de declividade. Desta maneira eles propuseram uma nova interpretação para a técnica de construção de perfis longitudinais dos vales. Segundo os autores, a sobreposição do perfil longitudinal à sua linha de melhor ajuste permite definir áreas em subsidência e soerguimento, como demonstrado pela figura 18. Para a área bacia do ribeirão Entupido foi utilizado este procedimento seguido de controle de campo, permitindo identificar áreas de armazenamento de sedimentos e seu possível condicionamento neotectônico.

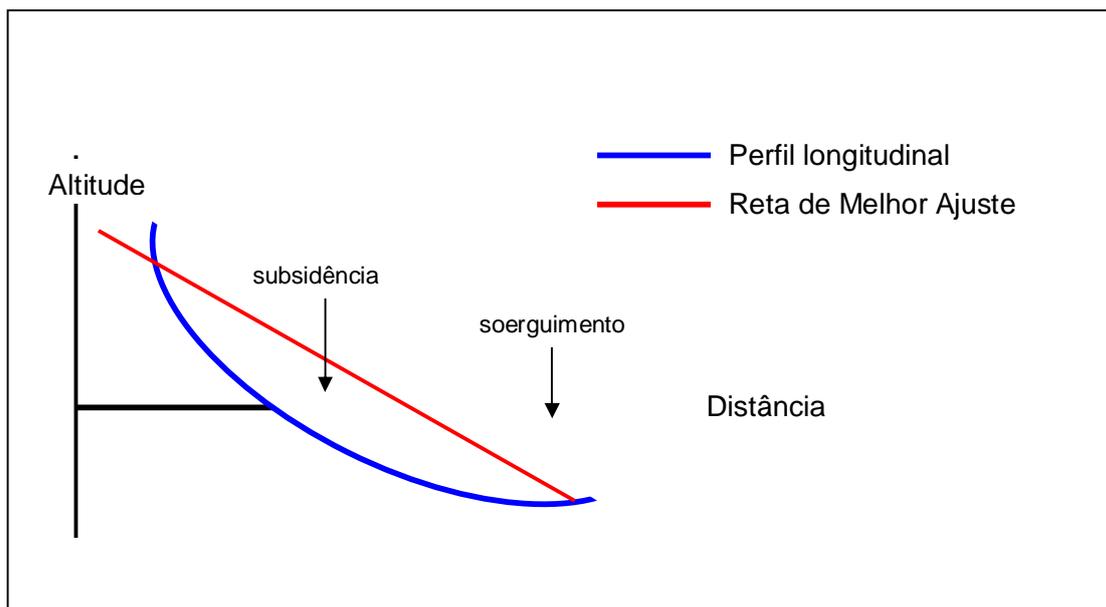


Figura 18 – Sobreposição da reta de melhor ajuste ao perfil longitudinal.

#### 4.5.3 Índices RDE

Com o propósito de estabelecer uma base para se comparar trechos fluviais de tamanhos diferentes, Hack (1973) propôs uma nova unidade morfométrica denominada “Stream Gradient Index” na qual se relaciona a declividade de um rio em determinada localidade com o comprimento do trecho respectivo.

A proposta de Hack (1973) foi tratada por Etchebehere (2000) como índice RDE (Relação Declividade/Extensão do Curso). Este baseia-se na energia do fluxo como uma medida proporcional à declividade do curso (gradiente) e à descarga (volume) do mesmo em uma determinada seção. Este método aplica-se tanto para a análise de perfis longitudinais completos de todo o curso ( $RDE_{total}$ ), ou de um segmento dele ( $RDE_{trecho}$ ). O índice RDE indica alterações de declividade em um canal fluvial podendo, portanto, estar vinculado a controles tectônicos ou litológicos. As anomalias no índice RDE podem ser aplicadas para detectar áreas sobre provável ação de neotectônica.

A fórmula utilizada para o cálculo do índice é:

$$RDE = \Delta H / (\Delta L) \cdot L$$

Onde  $\Delta H$  é a diferença entre os pontos extremos de um segmento, do curso fluvial;  $\Delta L$  é a projeção horizontal da extensão do segmento do canal e  $L$  é o comprimento total do curso d'água a montante do ponto onde foi calculado o RDE.

Os índices RDE funcionam como indicadores sensíveis de mudanças de declividade de um canal, que pode estar associada a diversos controles atuantes ao longo do leito, como soleiras rochosas (fall-lines) e ocorrência de atividade tectônica. O índice cresce onde o rio flui por sobre rochas mais resistentes e decresce onde o substrato for mais tenro. Caso seja possível eliminar, por controle de campo, as influências dos controles litológicos sobre a declividade do curso, pode-se aventar a hipótese da operação de controles tectônicos recentes.

Na área do presente estudo, aplicou-se o índice RDE e o Perfil Longitudinal na bacia do ribeirão Entupido e buscou-se correlacionar as anomalias encontradas com a ocorrência de depósitos alúvio-coluvionares ao longo da mencionada bacia.

#### **4.6 Modelo Digital do Terreno (MDT)**

Tomando-se por base as curvas de nível nas cartas topográficas do IBGE a 1:10.000 foram gerados alguns modelos tridimensionais da bacia hidrográfica do Ribeirão Entupido com o objetivo de propiciar representação do relevo a área contribuindo com mais uma ferramenta na compreensão das formas geomórficas especializadas na referida bacia.

O modelo foi gerado a partir da base cartográfica, elaborada através da digitalização das curvas de nível no software Autocad 2006 optando-se pela equidistância de 10 metros. A escolha da escala, além da facilidade de manuseio e edição embasou-se também na proximidade da escala do mapa geomorfológico. A escala do mapa de MDT assim como o de outros mapas temáticos é a de 1:30.000.

Para a geração dos modelos tridimensionais, foi utilizado o software ArcView 9.2. A utilização da modelagem em 03 dimensões tem se mostrado muito útil para a análise do relevo, tanto através da representação das formas geomorfológicas como na identificação de interferências tectônicas na área analisada.

## V – APRESENTAÇÃO DOS DADOS E CORRELAÇÃO DOS RESULTADOS

As nascentes do Ribeirão Entupido drenam as vertentes do Maciço Alcalino do Passa Quatro, sendo que a confluência deste curso fluvial encontra-se à margem esquerda do Rio Paraíba do Sul. A área compreendida pela bacia possui considerável desnível altimétrico, cerca de 500 m em sua confluência com o Rio Paraíba, atingindo altitudes superiores a 2000 m em suas cabeceiras. A bacia apresenta, portanto, declividades que variam de classes, com declives inferiores a 2% na baixa bacia e 70% em seu trecho escarpado (Mapa 04).

Este setor do Médio Paraíba do Sul caracteriza-se pelo Alto Estrutural de Queluz, que interfere no nível de base regional e onde ocorrem colinas cristalinas em maior expressão, comparando-se com outros setores da Bacia de Taubaté. O Alto Estrutural de Queluz divide as bacias trefogênicas de Taubaté e Resende.

A área de estudo é caracterizada pela ocorrência de “soleiras”, que promovem a desarticulação da drenagem local, fato identificado no campo através de rupturas ao longo dos cursos fluviais, ora ocasionando quedas d’água, ora causando a “barragem” do curso com a conseqüente mudança de direção (Foto 02). A rede de drenagem apresenta padrão sub-paralelo.

Do ponto de vista geomorfológico, a bacia do ribeirão Entupido pode ser dividida em três setores e um sub-compartimento:

**Setor 1 (Escarpas da Mantiqueira)** – relativo às vertentes do Maciço Alcalino do Passa Quatro, com declividades superiores a 70 %, ausência de material coluvial e alta densidade de drenagem e altitudes superiores a 1300 m.

**Setor 2 (Interflúvios de topos em cristas)** – interflúvios dissecados com altitudes entre 800 e 1300 m, alta densidade de drenagem. Este setor situa-se na porção W e SW da bacia analisada.

Setor 3 (**Interflúvios de topos convexizados**) – vinculado aos interflúvios de topos arredondados a planos, com baixa densidade de drenagem e altitudes entre 600 e 800 m.

Sub-compartimento 1 (**Planícies e Terraços fluviais**) – relativo a extensas planícies associadas aos principais cursos fluviais, com altitude média de 500 m. Situam-se na porção SE da bacia do Ribeirão Entupido.

### **Caracterização geomorfológica**

Com relação aos aspectos deposicionais identificados e analisados na bacia hidrográfica do Ribeirão Entupido, os trabalhos de campo e a análise da documentação elaborada no decorrer da pesquisa possibilitaram a identificação de 02 áreas de acumulação principais, uma situada na média bacia e, outra, na baixa bacia, caracterizando-se como importantes bacias de sedimentação e, portanto, pontos-chave para analisar a história evolutiva da região. (Fotos 02 e 03)



Foto 02 – Visão parcial da planície fluvial na média bacia do Rio Entupido (Arruda, julho de 2005)



Foto 03 – Visão parcial da planície fluvial na baixa bacia do Rio Entupido (Arruda, julho de 2005)

Na baixa bacia do rio Entupido, constata-se a ocorrência de diversas soleiras por onde o fluxo corre entrincheirado no gnaisse, formando corredeiras, sendo que estas soleiras estão aparentemente vinculadas ao bandeamento gnáissico (Foto 04). As soleiras ocorrem em diversos setores da bacia, determinando as áreas de preenchimento de sedimentos na mesma. O direcionamento predominante destas soleiras é NW-SE e a interferência destes marcadores relacionam-se também com os interflúvios adjacentes, caracterizando feições triangulares e assimetrias.

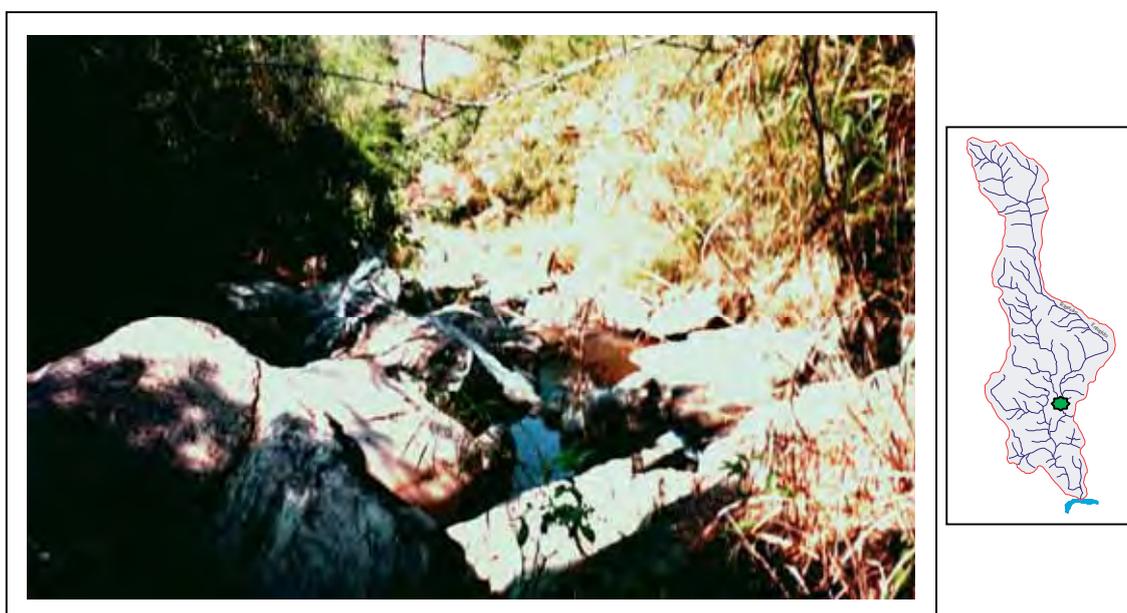


Foto 04 - Aspecto da soleira gnáissica no baixo curso do Rio Entupido (Arruda, abril de 2002)

Ocorrem bacias de ordem “0” com evidências de várias remobilizações do regolito e episódios de rebaixamento do nível de base local (Foto 05). Com perfil côncavo – planar, algumas rampas de colúvio-alúvio suspensas formam três níveis distintos, desarticulados por soleiras rochosas.

Constata-se, portanto, que as soleiras encontradas na bacia determinam a posição da sedimentação na topografia da área. Ocorrem tanto no setor das planícies fluviais, como também nos anfiteatros, resultando no escalonamento destas feições.



Foto 05 – Anfiteatro desarticulado na Alta Bacia do Ribeirão Entupido (Arruda, abril de 2002)

Observa-se também no Ribeirão Entupido a ocorrência de planícies aluvionares com terraços estruturados em cascalheira (calhaus e blocos), com macrofábrica de clasto suportada na base a matriz suportada no topo, recobertos por sedimentos argilo-arenosos, coluvionares, provenientes das encostas adjacentes. O sedimento coluvionar apresenta, em algumas áreas, marcantes variações de cor, evidenciando o possível soterramento de um provável páleo-horizonte A.

A cascalheira basal apresenta níveis com cimentação ferruginosa, formando pequenos pacotes locais de crostas lateríticas. A ocorrência de várias soleiras rochosas com redeposição do material a jusante formam terraços mais recentes, com estrutura acanalada e alternância granulométrica marcante (Fotos 06 a e 06 b).

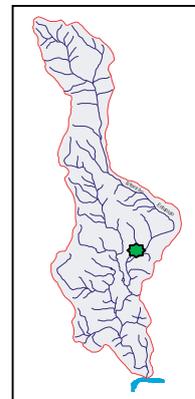


Foto 06a - Episódios de coluvionamento e retomada da dinâmica fluvial (Arruda, abril de 2002)

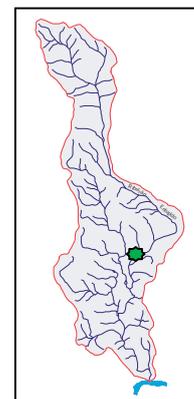


Foto 06b - Episódios de coluvionamento e retomada da dinâmica fluvial e planície da média bacia (Arruda, abril de 2002).

Através da análise geomorfológica, foram estabelecidas as correlações entre os eventos deposicionais e a morfogênese na referida bacia. Como resultado, obtiveram-se dados para a interpretação da atual dinâmica geomorfológica da bacia do Ribeirão Entupido, assim como sua reconstituição paleoecológica.

Entre os indicadores de controles tectônicos, estão a desarticulação dos anfiteatros por soleiras, como também dos perfis longitudinais da rede de drenagem em rupturas as quais formam rápidos e cachoeiras. No entanto, contribuindo na análise da interface tectônica e clima, constata-se a grande produção de sedimentos, formando, em alguns setores da bacia, extensas planícies e terraços fluviais (Foto 07).



Foto 07 – Vale entulhado por sedimentos em afluente do Ribeirão Entupido (Arruda, novembro de 2002)

Estas feições são comumente interpretadas como “afogamentos de vales” e representam o excesso de sedimentação, provavelmente, vinculado às alterações na dinâmica climática ou estrutural que se estabeleceu em uma determinada área.

Neste contexto, uma alteração climática poderia certamente intensificar o transporte de sedimentos pelas vertentes, ocasionando o rápido entulhamento do vale, não permitindo que o fluxo do canal fluvial possuísse competência para efetuar o escoamento deste material aos setores a jusante. A modificação do nível de base também se configura em alternativa importante neste aporte de sedimentos entulhados e, em geral, ocasionam feições geomórficas caracterizadas por vales fluviais confinados.

No caso da bacia analisada, estas feições estão vinculadas às duas dinâmicas, a alteração do nível de base por eventos tectônicos e a umidificação do

clima a partir médio do Holoceno, contribuindo no maior aporte de sedimentos, resultando assim, na colmatação do canal.

Esta compartimentação configura na paisagem diversas células de sedimentação, que podem ter sido contínuas no passado e desarticuladas por eventos tectônicos (Foto 08).

A atuação conjunta destes dois aspectos, climático e tectônico, assim como a ação antrópica através do uso do solo inadequado, não podem ser descartados como agentes que interferiam e/ou interferiram nas formas de relevo recentes na bacia do ribeirão Entupido.



Foto 08 – Vale confinado em afluente do Ribeirão Entupido. (Arruda, Novembro de 2002).

No que refere-se ao baixo curso do Ribeirão Entupido, aspectos geomorfológicos importantes são observados. Identifica-se, por exemplo, planície aluvial estreita, encaixada entre colinas do embasamento cristalino, com curso meandrante e evidência de estrangulamento da drenagem já no seu trecho final (soleiras).

Em alguns setores, a planície fluvial transita lateralmente para pedimentos detríticos, formados possivelmente por coalescência de rampas de colúvio. Série de

páleo-canais abandonados e elevados em relação ao talvegue atual, há ocorrência de dois níveis de terraços assimétricos ao longo do vale (Foto 09). O entalhe fluvial, geralmente no baixo curso, atinge cerca de 3 metros de profundidade.

O contato abrupto da baixa vertente com a superfície da planície fluvial evidencia a alteração do nível de base, ainda mais utilizando como parâmetros a profundidade dos canais de ordem 0 observados na vertente. Tais feições retratam que quando os mesmos estavam sendo esculpidos, o nível de base estava mais baixo. Com relação à dinâmica atual, verifica-se a ocorrência do creep, intensificado pelo pisoteio do gado.



Foto 09 – Setor do baixo curso do Ribeirão Entupido. Corrêa, (abril de 2003).

Ainda no baixo curso do Ribeirão Entupido, pode-se notar planícies fluviais bem delimitadas, as quais funcionam como verdadeiras bacias de deposição, tanto dos sedimentos que são transportados pelos cursos fluviais, como o material que é desagregado e transportado pelas vertentes.

Continuam também neste setor, como características marcantes, a ocorrência de terraços entulhados de blocos com a mesma matriz arenosa que se observa em outros pontos da média bacia. Esta característica pode ser observada na foto 10,

onde, no talude vinculado à curva de erosão, constata-se o material grosseiro característico da bacia.



Foto 10 – Cascalheira em setor do baixo curso do Ribeirão Entupido. Arruda, (Julho de 2005).

No entanto, em diversas áreas do baixo curso, são identificados terraços com menor desnível em relação ao leito fluvial, comparando-se com outros setores. Este mesmo atributo permite que a camada de acumulação de sedimentos mais finos seja relativamente maior. Constata-se, assim, que o material grosseiro acumulou-se sobre uma superfície sedimentar mais antiga (Foto 11). Certamente, este material grosseiro é proveniente do retrabalhamento de outras cascalheiras a montante uma vez que o pacote não se encontra tão consolidado, não há um direcionamento no eixo dos seixos e calhaus tão nítido como em outros setores à montante, da bacia, sendo composto, também, por uma matriz arenosa mais espessa.



Foto 11 – Setor do baixo curso do Ribeirão Entupido, onde se encontra nitidamente exposto o material grosseiro proveniente do retrabalhamento de cascalheiras a montante. Arruda, (Julho de 2005).

É comum nestas planícies fluviais na baixa bacia a ocorrência de canais sinuosos abandonados paralelos à drenagem atual, evidenciando diversos momentos de mudança de curso do Ribeirão Entupido. Esta dinâmica divagante desenvolve na paisagem atual uma estruturação complexa de eixos de deposição das cascalheiras, que revelam, de certo modo, os processos que atuaram na formação da paisagem atual. Na foto 12, observa-se a alteração do canal do curso da drenagem analisada. Neste mesmo setor da bacia, paleocursos são facilmente identificados graças a ausência de vegetação.



Foto 12 – Sinuosidades do Ribeirão Entupido em seu baixo curso, onde se encontram antigos leitos da referida drenagem. Arruda, (Julho de 2005).

A foto acima refere-se a um ponto específico da baixa bacia, que remete a oscilações do nível de base. Nesta área, são evidentes 2 níveis de entalhamento do canal, nas quais, pode-se correlacionar à 2 hipóteses; no primeiro modelo, o canal fluvial seria mais profundo, e os canais de ordem 0; pela dinâmica natural, esculpiria seus canais até o nível de base. Um evento posterior, correlacionando o surgimento das soleiras, assim como a umidificação do clima, teriam possibilitado o preenchimento do vale e conseqüente colmatação deste setor.

Essa característica propiciaria a formação de sinuosidades parecidas com aquela dos canais meandantes, e a atual configuração de incisão seria em decorrência da retomada erosiva, resultado de um segundo evento tectônico, que estaria, novamente, alterando o nível de base, no caso, um rebaixamento.

Em uma segunda hipótese, os canais de erosão que ocorrem nas vertentes adjacentes seriam concomitantes à sedimentação, também com um vale mais profundo. A atual configuração seria em decorrência do soerguimento destes sedimentos, resultando, assim, na topografia atual.

No entanto, a primeira hipótese parece mais apropriada, levando em consideração a análise da rede de drenagem e o mapeamento geomorfológico.

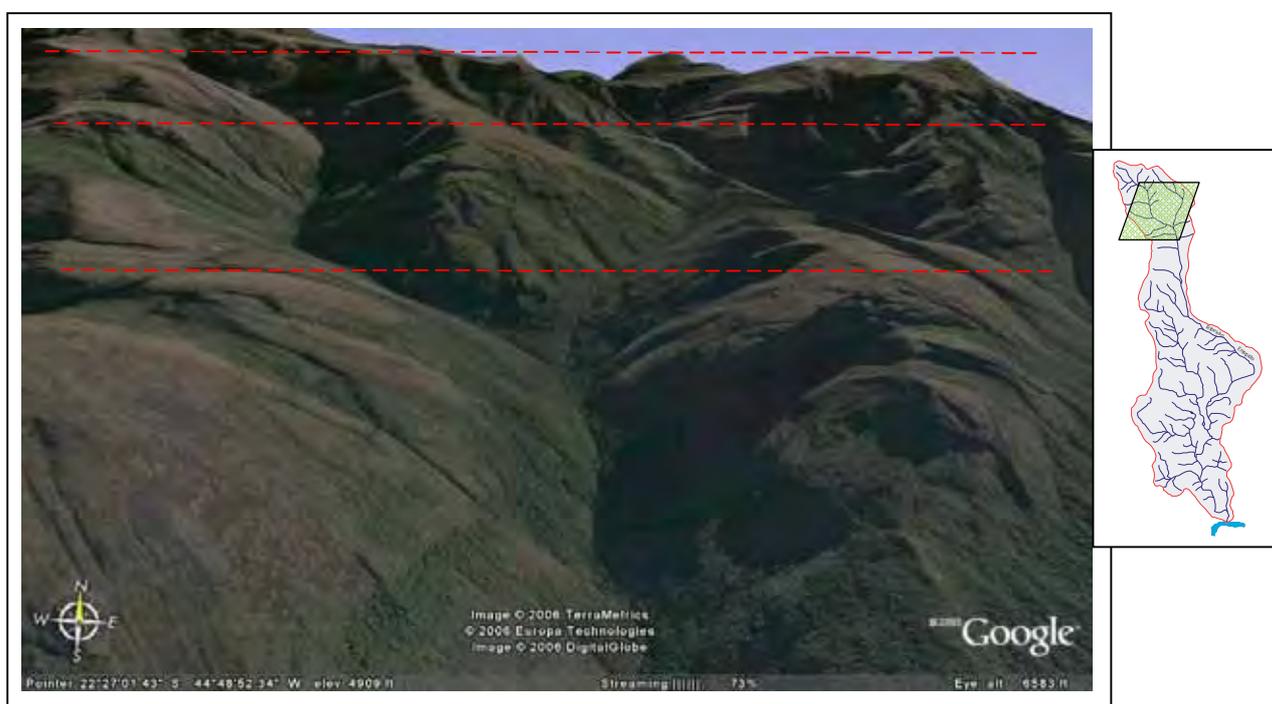
Estima-se que alguns canais abandonados sejam relativamente antigos, uma vez que, em alguns pontos, os leitos destes meandros encontram-se totalmente preenchidos por material aluvial de textura arenosa. Nota-se, assim, que, nos setores analisados, as cascalheiras encontram-se truncadas, isoladas, ao lado de taludes adjacentes compostos por seixos e blocos. Interrupções no depósito de cascalhos podem ser analisadas na foto 13.



Foto 13 – Talude do Ribeirão Entupido em seu baixo curso, onde se verifica um eixo de deposição perpendicular de sedimentação de granulometria fina, evidenciando antigo curso da referida drenagem. Arruda, (Julho de 2005).

## Interpretação das imagens

As imagens fornecidas pelo Google Earth têm sido amplamente popularizadas em todos os âmbitos da sociedade, apresentam diversas distorções com relação à escala, medidas verticais e horizontais. No entanto, configuram-se como importante recurso didático na demonstração e simulação do relevo de uma determinada área. Ressalta-se que as imagens aqui apresentadas possuem a função apenas para cunho ilustrativo.



Fonte: [www.earth.google.com](http://www.earth.google.com)

Figura 19 – Representação da alta bacia do Ribeirão Entupido, Maciço Alcalino do Passa Quatro onde são identificadas 3 níveis de superfícies.

O setor da alta bacia do Ribeirão Entupido, caracterizada pela alta declividade, é vinculada ao setor da Mantiqueira Oriental denominada localmente de Maciço do Passa Quatro. Este planalto vincula-se à intrusão alcalina e marca um dos contatos de maior amplitude altimétrica com relação ao Vale do Paraíba. Observa-se neste setor a confluência dos dois principais canais que formam o Ribeirão Entupido em seu alto curso. Constata-se, na alta bacia, a ausência de depósitos sedimentares expressivos, caracterizando-se, portanto, pelo constante

afloramento da rocha sã. Observa-se na figura 19, pelo menos 3 superfícies diferenciadas, criando um escalonamento de blocos, além disso, a desarticulação dos interflúvios evidenciam influências de movimento transcorrente.

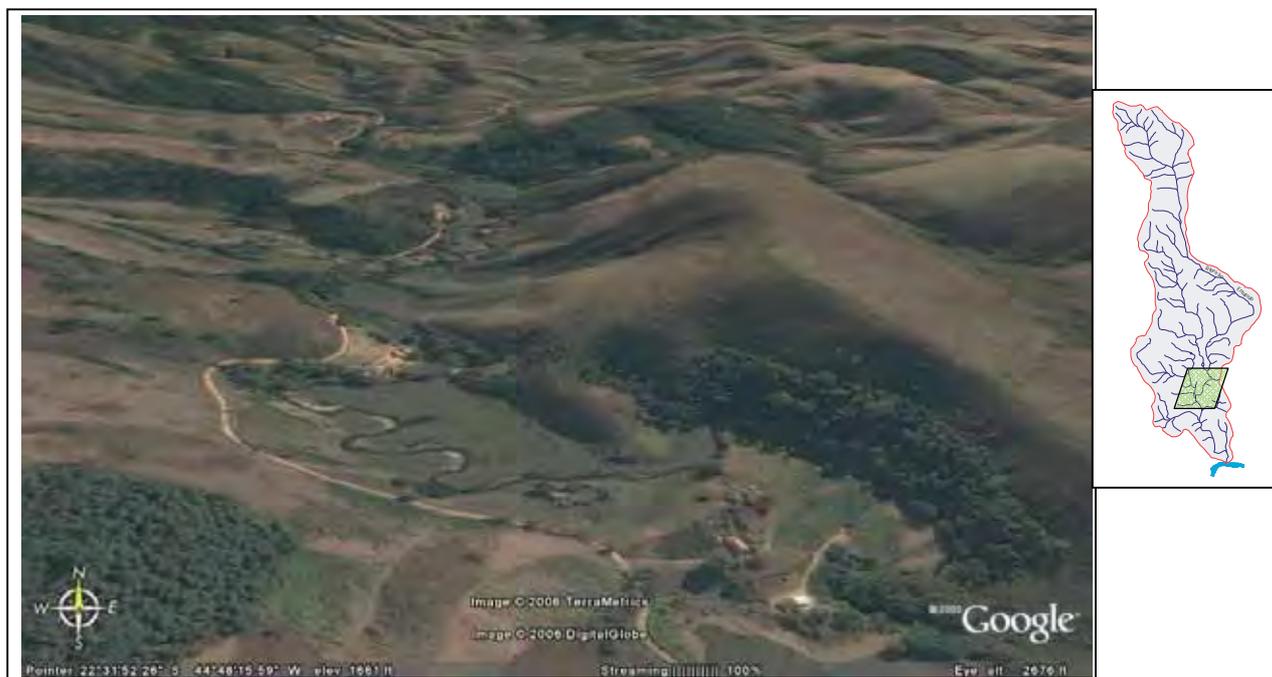


Fonte: [www.earth.google.com](http://www.earth.google.com)

Figura 20 – Setor da média bacia do Ribeirão Entupido, de mais ampla acumulação de sedimentos da referida bacia.

A imagem evidencia as características mais marcantes da média bacia do Ribeirão Entupido, configurando-se na mais importante área de deposição de sedimentos da bacia, e a primeira no sentido montante-jusante. Nota-se, no alto da foto, o início dos interflúvios, os quais marcam os contrafortes do Maciço do Passa Quatro e, embaixo, parte da planície fluvial onde foi feita parte das datações com sedimentos de áreas consideradas “chaves”. Constata-se, ainda, neste setor, uma retomada erosiva após a sedimentação inicial.

Notou-se que a média bacia é desarticulada da alta bacia por uma inflexão imposta ao canal principal e da baixa bacia por soleiras gnáissicas. No lado direito da imagem, observa-se o canal do Ribeirão Entupido, e do lado esquerdo da planície, encontra-se outro canal, o do Ribeirão Entupidinho, que, no final desta planície, irá confluir com o primeiro.



Fonte: [www.earth.google.com](http://www.earth.google.com)

Figura 21– Imagem de setor da baixa bacia do Ribeirão Entupido, próximo à confluência com o Rio Paraíba do Sul.

Nesta figura, tem-se a vista parcial do baixo curso do Ribeirão Entupido. Fica evidente nesta panorâmica a dinâmica sinuosa que este curso estabelece na planície. Ressalta-se, neste sentido, que não se encontra nesta bacia a feição meandrante de canal, uma vez que, do ponto de vista geomorfológico, o que difere o padrão meândrico do sinuoso é a simetria entre as concavidades e as convexidades do canal.

Neste sentido, no curso principal, alguns setores do canal apresentam-se com simetria próxima ao meandrante, mas apresentando, efetivamente, a forma sinuosa.

Tal característica cria diversos paleocanais e o entrincheiramento do canal em alguns pontos entre os interflúvios de ambas as margens. Tal aspecto está relacionado com as diversas soleiras de rochas do embasamento que ocorre na área em questão, que parece criar alvéolos de sedimentação na baixa bacia. Nota-se, ainda, a assimetria entre as vertentes de ambas as margens e conseqüente rearranjo do curso fluvial para a margem direita do vale e, posteriormente, sua migração para a margem esquerda.



Fonte: [www.earth.google.com](http://www.earth.google.com)

Figura 22 – Setor da média bacia do Ribeirão Entupido e inflexão característica em direção ao atual afluente do Ribeirão Entupidinho.

A figura mostra a área entre a alta e baixa bacia do Ribeirão Entupido, no setor onde o seu curso estabelece nítida inflexão para SSW. Trata-se da mais significativa característica de ordem estrutural no redirecionamento do canal principal da bacia do curso fluvial analisado. Importante aspecto a ser analisado, refere-se ao vales fechado no centro da imagem, a W do grande interflúvio de feição triangular, que está associado à inflexão do Ribeirão Entupido. O referido vale, denominado Ribeirão Entupidinho, pode estar relacionado a um setor de continuidade entre o alto curso e o médio e baixo curso do Ribeirão Entupido durante o processo de evolução da bacia hidrográfica.

Neste sentido, analisando as possibilidades da evolução do curso principal da bacia, acredita-se que dois eventos distintos ocasionaram a mudança de curso do Ribeirão Entupido. Este curso, certamente, esculpia o vale do seu atual afluente, o Ribeirão Entupidinho, e um basculamento na direção E ou SE, possivelmente, interferiu na migração da drenagem principal, drenando parte da atual bacia do Rio das Cruzes.

Um segundo evento mais recente teria propiciado o rebaixamento da média bacia, a do atual Ribeirão Entupido, fazendo com que esse curso estabelecesse nova inflexão para SW, retomando seu vale “atual”.

### **Caracterização da rede de drenagem**

Com a digitalização das bases topográficas, efetuou-se a elaboração do modelo digital para a bacia do ribeirão Entupido na escala de 1:30.000 (Mapa 02). O mesmo possibilitou uma visão em perfil da bacia, constatando-se seu aspecto assimétrico e forte controle da tectônica sobre os canais, aspecto que pode ser observado por anguloso cotovelo do canal principal, e nas inflexões dos canais da margem direita.

A análise comparativa entre o MDT e o modelo das paleo-superfícies contribuiu na análise morfoestrutural da área do Maciço Alcalino do Passa Quatro. Verifica-se que os aspectos estruturais vinculados à intrusão atribuída por Almeida (1983) ao Mesozóico (Cretáceo-Eoceno) configuram-se em importante evento que modificou, estrutural e litologicamente, este setor da Região Sudeste Brasileira. No entanto, como para a interpretação das feições geomorfológicas atuais, deve-se buscar eventos mais recentes, ou seja, Cenozóicos e Neo-Cenozóicos, com certeza, controles tectônicos recentes comandam a compartimentação dos diversos blocos que estruturam o relevo. Os limites entre as unidades estão, muitas vezes, condicionados por lineamentos regionais, que se expressam, sobretudo, a partir do controle que exercem sobre a rede de drenagem.

No caso do Maciço do Passa Quatro, foi nitidamente observável que a superfície de tendência do maciço, tomado isoladamente, tende para uma direção diversa daquela do bloco em que o mesmo se situa. Ainda que não tenham sido ressaltados detalhadamente, os controles estruturais envolvidos, nessa diferença de inclinação, fica claro que qualquer esquema que sugira a existência de antigas superfícies erosivas deve considerar um momento de ruptura das mesmas e, até mesmo, a inversão do sentido da desnudação em sua cimeira, em virtude da inversão do sentido da inclinação geral do terreno.

A presença regional do Maciço interfere diretamente no grau acentuado de inclinação dos cursos fluviais da face Sul, como observado no perfil longitudinal do Ribeirão Entupido. (Figura 23)

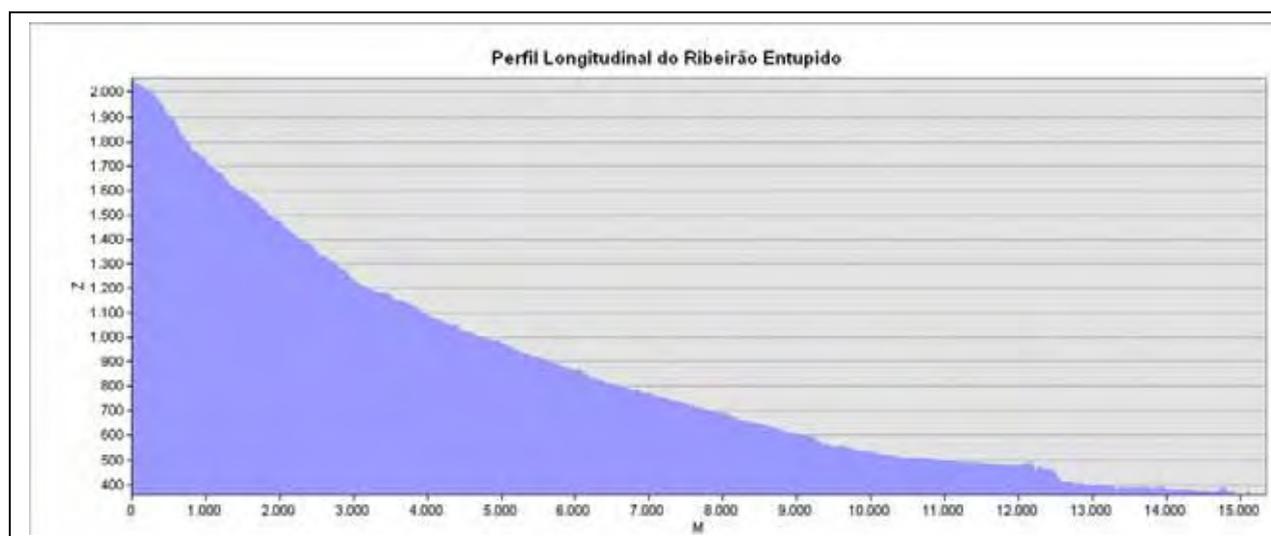


Figura 23 – Perfil Longitudinal do Ribeirão Entupido.

Com relação à análise dos índices morfométricos, a análise da rede de drenagem, através de técnicas como o perfil longitudinal e os índices RDE, possibilitou a compreensão do comportamento do canal principal do Ribeirão Entupido frente aos aspectos estruturais da área, mais especificamente, sua relação com o Maciço Alcalino do Passa Quatro (Figura 24). No caso do Ribeirão Entupido, verificou-se uma boa correlação entre a ocorrência de áreas com anomalias do perfil longitudinal e a deposição de sedimentos rudáceos e/ou entrincheiramento da drenagem, com formação de rápidos e cachoeiras.

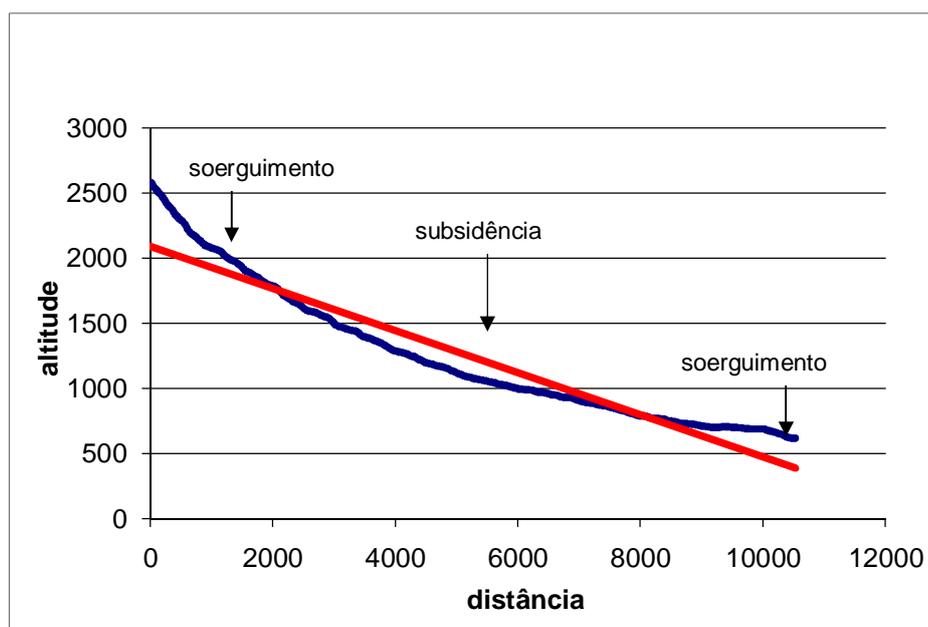


Figura 24 – Perfil e reta de tendência do Ribeirão Entupido.( Missura, 2002).

As análises sobre os dados obtidos possibilitaram a definição de setores das bacias de drenagem, que sofreram alterações geométricas, mediante a atuação de movimentos tectônicos e/ou devido aos controles estruturais herdados. Estes dados serviram para confrontar as interpretações que atribuem uma gênese climática ou tectônica à deposição dos sedimentos fluviais dentro da área de estudo, constituindo-se, assim, uma ferramenta auxiliar à interpretação dos eventos formativos de unidades deposicionais neocenozóicas .

A análise dos índices RDE e do perfil longitudinal, para a bacia em questão, permitiu, ainda, aventar a hipótese de que a mesma, assim como as bacias imediatamente vizinhas, vêm sofrendo alçamento do seu curso final.

Analisando-se os dados a partir do cálculo dos índices RDE's, foram evidenciadas áreas possivelmente associadas a processos de soerguimento, como ao longo da escarpa sul do maciço. Esta evidência obteve boa correlação com a análise dos perfis longitudinais dos rios que drenam a face sul do maciço, uma vez que todos trouxeram a mesma evidência de soerguimento dos seus trechos terminais. Assim sendo, uma vez que esse rios estão cortando litologias homogêneas, associadas ao embasamento Pré-Cambriano, pode-se aventar a hipótese de que os seus cursos terminais tenham sofrido processo de soerguimento.

A análise dos índices RDE para todas as principais bacias do maciço, assim como a distribuição dos índices para as três bacias – Entupido, Cascata e Fundo – tomadas como modelos de anomalia positiva, média e anomalia negativa, respectivamente, permitiram algumas interpretações de ordem genética, sobretudo, quando cruzados com outros índices e modelos.

A distribuição dos valores de índice RDE para os diversos setores considerados do maciço (sul, leste, norte e oeste) demonstra claramente a influência do basculamento do bloco sobre a drenagem. Os rios que drenam a face sul, vertente meridional, são os que apresentam os maiores valores do índice RDE em todo o maciço, o que reflete a energia do relevo naquele setor.

Uma vez que o índice RDE reflete a razão entre a declividade e a extensão do canal, os índices de valor mais baixo encontram-se no setor oeste do maciço, indicando a direção do basculamento do bloco para NW, como claramente demonstrado pela superfície planar de tendência calculada para o maciço isoladamente, já representado pela figura 24.

Por sua vez, o cálculo dos índices para todos os tributários das bacias dos rios Entupido, Cascata e Fundo revelaram que os canais de baixa ordem, primeira e segunda ordens, apresentaram os mais baixos índices, não refletindo bem os controles estruturais sobre a declividade e, ao contrário, reproduzem através do índice sua situação de equilíbrio à linha de menor declividade de uma vertente (Figura 25). De fato, nesta escala de análise, os canais demonstram um estado de equilíbrio entre o comprimento do canal e a vazão. A partir deste resultado, concluiu-se que o índice torna-se mais eficaz como ferramenta de análise dos cursos de maior extensão linear.

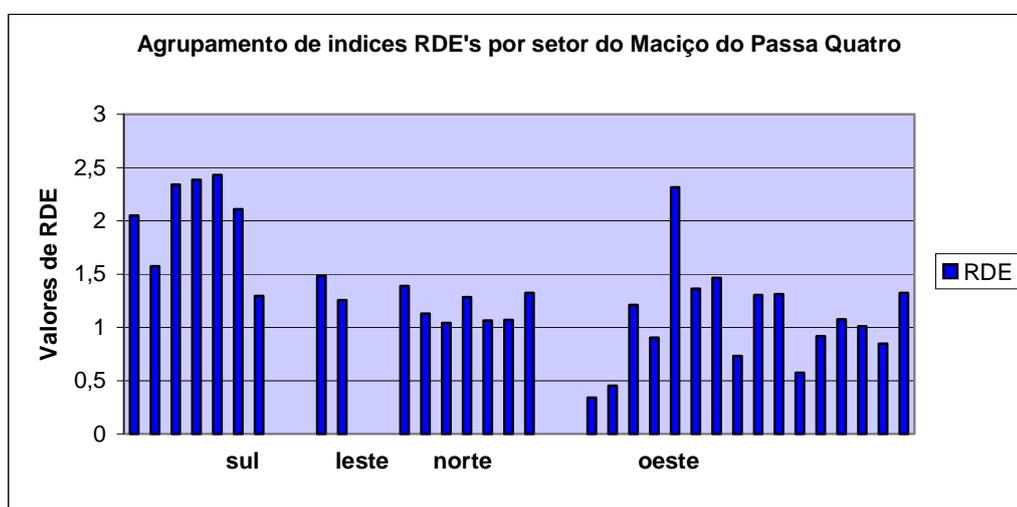


Figura 25 – Agrupamento dos índices RDE por setor do Maciço do Passa Quatro. (Missura, 2002)

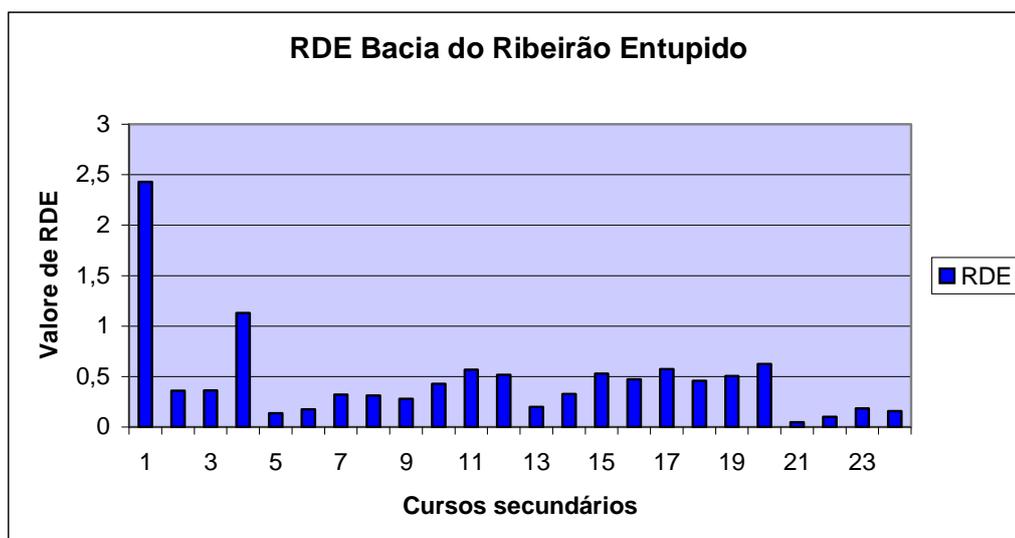


Figura 26 – Distribuição dos índices RDE na bacia do rio Entupido. O primeiro valor refere-se ao canal principal

A bacia hidrográfica do Ribeirão Entupido apresenta padrão de drenagem com características do subparalelo decorrente do forte declive topográfico vinculado ao substrato litológico resistente associado às rochas sieníticas. No caso da bacia do Ribeirão Entupido, as capturas mais evidentes estão relacionadas ao seu médio e baixo curso em setores onde a densidade de drenagem é maior. Esta característica de intensa densidade de drenagem, na média e baixa bacias, pode confundir a percepção de que a bacia possua padrão subdendrítico.

De modo geral, a drenagem permite a identificação de 03 setores distintos, que, certamente, sofrem a influência de compartimentos diferenciados em função das características estruturais.

### **Datação de sedimentos e Interpretações Geomorfológicas**

No que se refere às datações efetuadas pelo Laboratório de Vidros e Datação da FATEC, São Paulo, sob orientação da Profa. Dra. Sônia Hatsue Tatumi, as oito amostras, coletadas em diferentes setores da bacia do Ribeirão Entupido, foram agrupadas na tabela VI e serão discutidas em seguida.

| Amostra      | DA (Gy/ano)        | Q (Gy)        | Idade BP (anos)       |
|--------------|--------------------|---------------|-----------------------|
| <b>VG 01</b> | <b>1.187 ± 30</b>  | <b>39,20</b>  | <b>33.000 ± 3.000</b> |
| <b>SA 01</b> | <b>1970 ± 50</b>   | <b>24,42</b>  | <b>12.400 ± 1.500</b> |
| <b>SA 02</b> | <b>1.640 ± 40</b>  | <b>1,03</b>   | <b>650 ± 80</b>       |
| <b>SR 01</b> | <b>2.200 ± 70</b>  | <b>30,86</b>  | <b>13.800 ± 1.800</b> |
| <b>SR 02</b> | <b>2.400 ± 65</b>  | <b>11,56</b>  | <b>4.700 ± 600</b>    |
| <b>BC01</b>  | <b>3.060 ± 65</b>  | <b>188,13</b> | <b>61.500 ± 8.700</b> |
| <b>BC 02</b> | <b>2.783 ± 253</b> | <b>11,90</b>  | <b>4.300 ± 600</b>    |
| <b>BC 03</b> | <b>2.400 ± 65</b>  | <b>41,45</b>  | <b>11.000 ± 1.600</b> |

Fonte: Dados da LVD/FATEC

Tabela VI – Cálculo das idades finais para as 08 amostras do vale do Rio Entupido, Maciço do Passa Quatro, SP.

## 6. Interpretação do Significado Geomorfológico das Idades

| <b>Amostra VG 01 – Divisor Rio Entupido / Rio Das Cruzes</b> |                               |
|--|-------------------------------|
| Setor Topográfico  | Médio/ alto curso             |
| Coordenadas Geográficas                                      | 22° 29' 135 S / 44° 48' 426 W |
| Altitude   | 874 metros                    |

**Descrição:** planície aluvial em afluente do rio das Cruzes com entulhamento aluvionar (Figura 27). Sedimento de textura arenosa, com intercalações de níveis orgânicos, coletados a 40 cm da superfície topográfica.

Idade Estimada: Holoceno Superior  
 Idade Confirmada: **33.000 ± 3.000 – Pleistoceno Superior anterior ao UMG (Último Máximo Glacial)**



Figura 27 – Área Localizada na Fazenda Vargem Grande, na Bacia do Rio das Cruzes onde houve coleta de sedimentos em planície aluvial.

**Interpretação:** durante o trabalho de campo, a posição topográfica do depósito sugeria uma idade muito recente, por se tratar de uma planície aluvial, e da pouca profundidade do mesmo, no entanto, a datação estabeleceu uma idade pleistocênica (33.000 anos).

Este resultado reflete o da complexa relação de fatores controladores da deposição na área e sugere a seguinte hipótese a respeito da evolução deste depósito: a pequena espessura do depósito sedimentar, sua posição sobre uma cabeceira de drenagem elevada - a primeira, com estocagem considerável de sedimentos a jusante do maciço do Passa Quatro, sobre a drenagem do rio das Cruzes, sugere que a área de ter sofrido um contínuo processo de soerguimento com erosão do nível de base e adelgaçamento dos depósitos.

Apesar da geometria planar do eixo do vale, associada comumente aos processos agradacionais, de fato, a proximidade de uma soleira rochosa, que estrangula o curso da drenagem, estabelece evidências de soerguimento da área a montante ou rebaixamento do setor a jusante, ocasionando a intensificação da erosão e perda dos depósitos mais jovens, restando os depósitos pleistocênicos nas proximidades da superfície.

A mesma dinâmica de controles estruturais, definindo área de acumulação, é objetivada na bacia do Ribeirão Entupido, e deve estar ligada a alguma dinâmica tectônica dos relevos do sul do maciço alcalino.

| Amostras SR 01 e SR 02 –Bacia do Rio Entupido |                               |
|---|-------------------------------|
| Setor Topográfico                             | Médio/ alto curso             |
| Coordenadas Geográficas                       | 22° 29' 153 S / 44° 48' 430 W |
| Altitude                                      | 1000 metros                   |

**Descrição:** a coleta foi efetuada em uma bacia de ordem “0” com evidência de eventos de remobilizações do regolito, assim como episódios de rebaixamento do nível de base local. Este setor da vertente apresenta perfil côncavo – planar, onde se encontram rampas de colúvio-alúvio suspensas, formando três níveis distintos, uma vez que são desarticulados por soleiras rochosas. Identificou-se material coluvionar sem estrutura aparente e com matriz argilosa, contendo grânulos e pisólitos (nódulos argilosos) de coloração marrom. Este solo apresenta estrutura em blocos, provavelmente, um horizonte câmbico.

As amostras foram coletadas em sedimentos de encosta, situados sobre duas áreas contíguas de acúmulo de sedimento, porém, interrompidas por soleiras rochosas. Este tipo de morfologia sugere a existência de áreas côncavas, de estocagem de material, interrompidas por níveis mais elevados, caracterizados pelas soleiras rochosas, que assumem a forma de anfiteatros de sedimentação desarticulados entre si. A razão da referida desarticulação pode ser advinda de um controle geométrico da própria encosta, onde a erosão diferencial gerou níveis mais resistentes, provavelmente, associados a zonas de maior dureza da rocha e à posição do bandeamento gnáissico em relação à superfície.

No entanto, levando em consideração o contexto morfoestrutural da bacia, pode-se concluir que estas feições se referiram a um controle neotectônico, que, atuando sobre as encostas, tenha, em diversos momentos, desarticulado as áreas

de recepção de material e redinamizado os controles de nível de base, propiciando a formação de novas áreas de acumulação a jusante do alvéolo, imediatamente superior e soerguido (Figura 28). Encontra-se, ainda, neste setor, a ocorrência de coberturas lateríticas, também fragmentadas em níveis diferenciados da encosta.

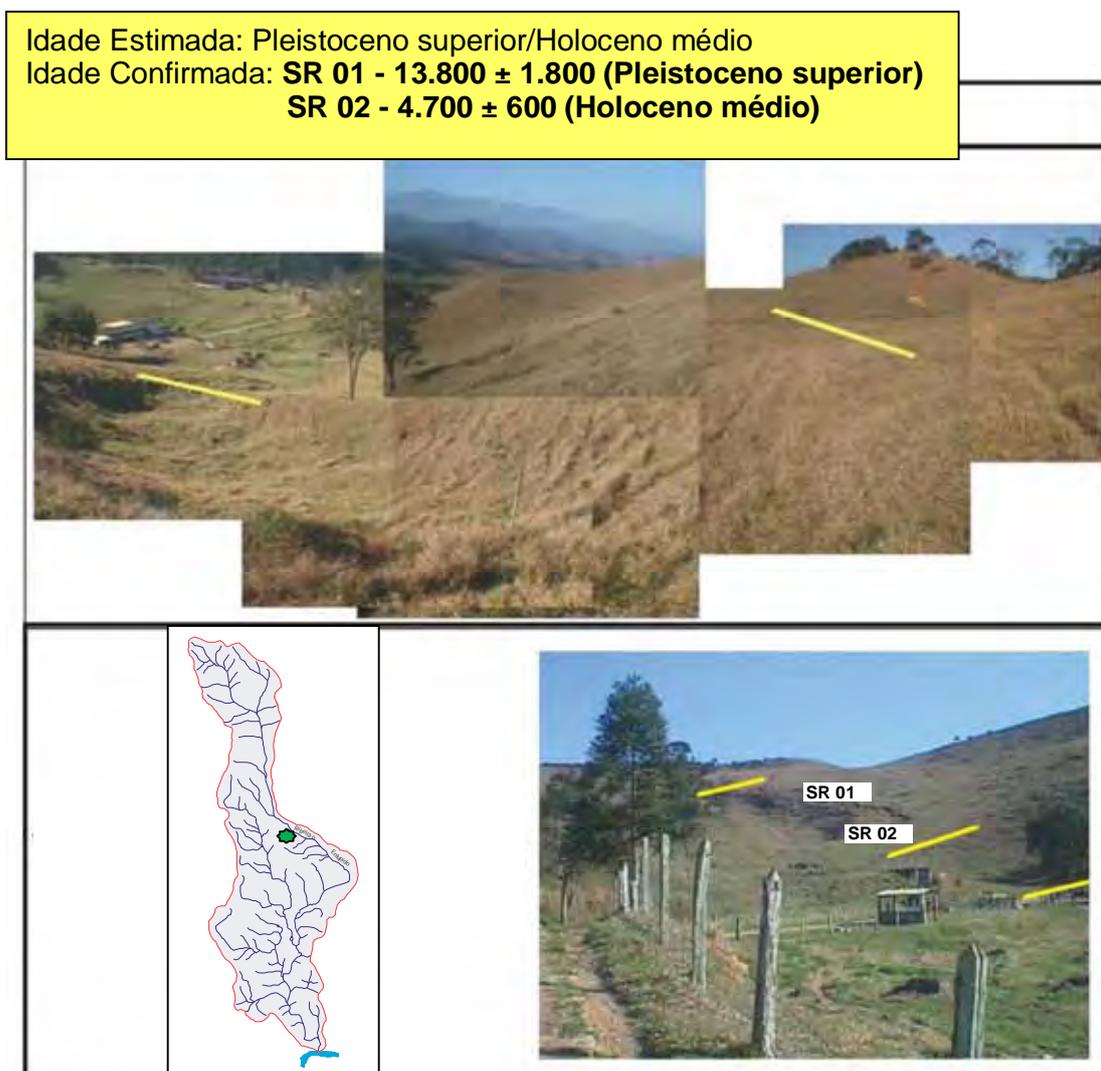


Figura 28 – Aspectos da área de coleta das amostras SR 01 e SR 02 – Alvéolos desarticulados associados à drenagem da margem direita do médio/alto curso do Ribeirão Entupido.

**Interpretação:** no caso da área em específico, a seqüência de eventos deposicionais ao longo da encosta sugere a hipótese de uma sobreposição lateral, mais do que outra que justifique a sobreposição vertical de eventos, uma vez que as amostras foram coletadas na mesma distância vertical da superfície, cerca de 1,20

metros acima do contato do regolito *in situ*. Este tipo de retrabalhamento lateral é bem explicado pelos processos em cadeia, onde um processo antecedente é responsável pelo processo que o sucede. Deste modo, as bacias de acumulação de sedimento exibem idades mais antigas à medida que se aproxima do topo o interflúvio.

Tendo em vista alguns parâmetros da dinâmica geomorfológica, sabe-se que a erosão é concomitante em todos os setores da encosta, aspecto este reflexo a um mesmo fenômeno desencadeador. Assim, as áreas de estocagem deveriam exibir materiais de preenchimento em sincronia deposicional, a não ser que alguma área de estocagem passe a ser área fornecedora de sedimentos ao longo do tempo devido a mecanismos de mudança do nível de base local.

Neste sentido, o rebaixamento contínuo do nível de base, pós-sedimentação, de fato, poderia converter uma área armazenadora em área de fornecimento, e assim, o resultado seria uma contínua transferência das áreas mais elevadas para as áreas mais baixas, resultando em depósitos com idades menores no sentido da base da encosta. A dimensão das áreas de estocagem também é fator determinante na preservação dos estoques de sedimentos e/ou na aceleração da erosão dos mesmos. Assim, áreas de estocagem de maior expressão espacial guardariam sedimentos antigos por mais tempo, enquanto que as menores seriam mais rapidamente esvaziadas.

No que se refere aos controles de nível de base, propõe-se a seguinte sucessão de eventos: durante o pleistoceno superior, um rebaixamento do nível de base intensificou a erosão, seguindo-se um período de elevação do mesmo há cerca de 12.000 anos, levando à deposição dos colúvios superiores, pleistocênicos. Em seguida, um novo rebaixamento do nível de base levou ao truncamento do depósito e à total erosão de alguns setores da encosta (bacias de recepção de menor expressão). No entanto, no Holoceno médio, dá-se uma inversão nos controles de nível de base ao longo da encosta, estando o seu setor mais elevado em processo de rebaixamento do nível de base, e o setor inferior em fase de elevação do mesmo. Esta diferença pode se dar por razões hidrodinâmicas na própria encosta, com manutenção da erosão no setor superior e estocagem de sedimentos no setor inferior, ou por soerguimento/rebaixamento diferenciado da área fonte e da área receptora. Conclui-se que, durante o Holoceno médio, deve ter ocorrido um rebaixamento da base ou soerguimento do topo da encosta, sendo que ambos

resultariam em erosão de perfis em determinados setores e sedimentação a jusante, em que a geometria fosse favorável.

A respeito das interpretações climáticas, nota-se que ambos os depósitos apontam para datas influenciadas por uma menor pluviosidade regional, referindo-se ao limiar Pleistoceno/Holoceno e ao *optimum* climático do Holoceno médio. No entanto, a escassez de sedimentos holocênicos na média encosta estabelece que a mesma configura-se em área fonte de sedimentos, provavelmente, desde o Holoceno inferior, atestando um rebaixamento constante do nível de base local.

| <b>Amostras SA 01 e SA 02 - Médio Curso do Rio Entupido</b> |                               |
|---|-------------------------------|
| Setor Topográfico   | Médio Curso                   |
| Coordenadas Geográficas                                     | 22° 30' 408 S / 44° 48' 189 W |
| Altitude  | 570 metros                    |

**Descrição:** Planície aluvionar situada no médio curso do Ribeirão Entupido com terraço estruturado em cascalheira (calhaus e blocos), com macrofábrica de clastos, suportada na base, e matriz suportada no topo, recobertos por sedimentos argilo-arenosos, coluvionares, provenientes das encostas adjacentes. O sedimento coluvionar apresenta marcantes variações de cor, evidenciando o possível soterramento de um provável páleo-horizonte A. A cascalheira basal apresenta níveis com cimentação ferruginosa, formando pequenos pacotes locais de crostas lateríticas. Ocorrência de diversas soleiras rochosas formadas pelo gnaiss, com redeposição do material a jusante na forma de terraços mais recentes, com estrutura acanalada e alternância granulométrica marcante. Entalhe fluvial de cerca de 5 metros profundidade e cobertura vegetal relativa à pastagem (Fotos 14 e 15; figuras 29, 30 e 31).

Trata-se da área de maior dimensão em sedimentação na bacia analisada. A referida área deposicional encontra-se entre o Ribeirão Entupido e o Ribeirão Entupidinho. A área das amostragens, especificamente, foi efetuada em talude na margem esquerda do Ribeirão Entupido.

Idade Estimada: Pleistoceno Superior / Holoceno

Idade Confirmada: **SA 01 - 12.400 ± 1.500 (Pleistoceno Superior)**

**SA 02 - 650 ± 80 (Holoceno Superior)**

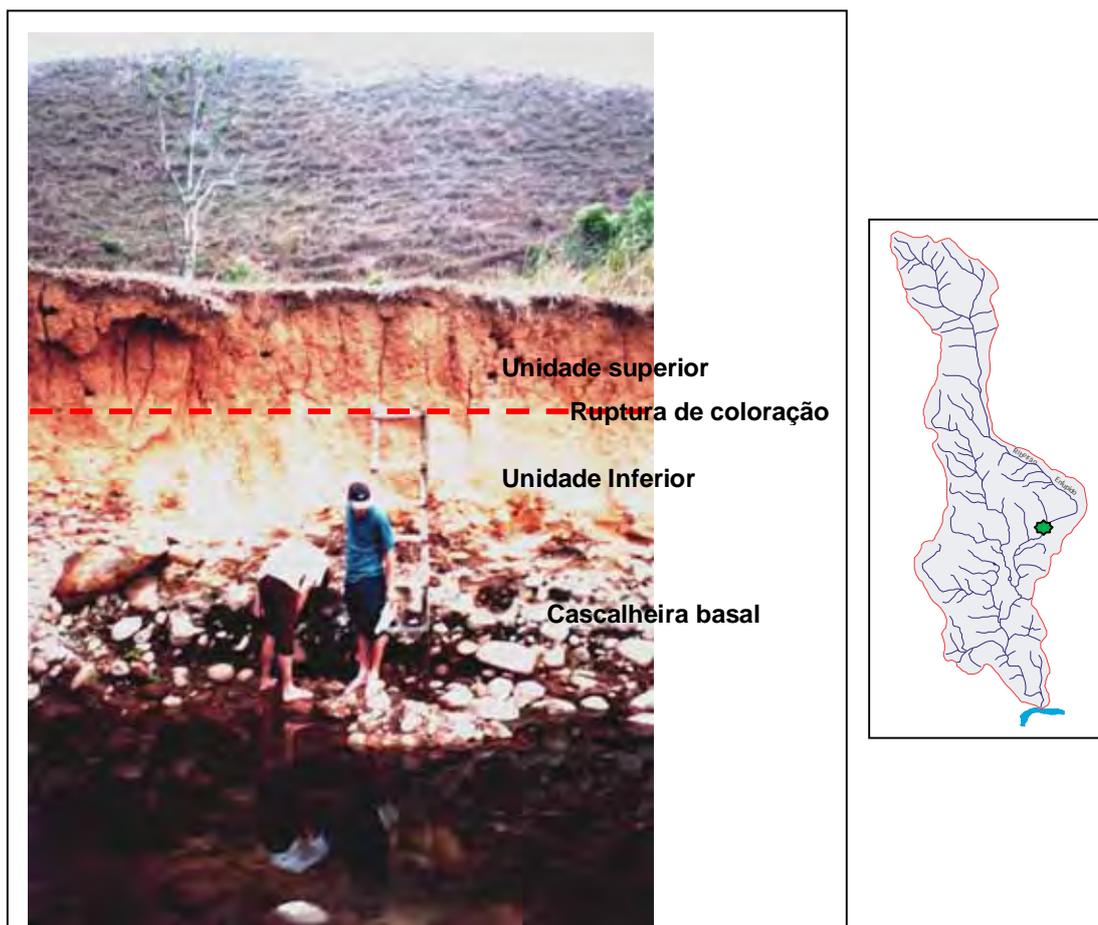


Foto 14 – Aspectos morfológicos de talude vinculado à terraço fluvial na média bacia do Ribeirão Entupido, (Corrêa, novembro de 2002).



Foto 15 – Visão parcial de soleira gnáissica recoberta por casalheira em processo de dissecação, (Corrêa, novembro de 2002).

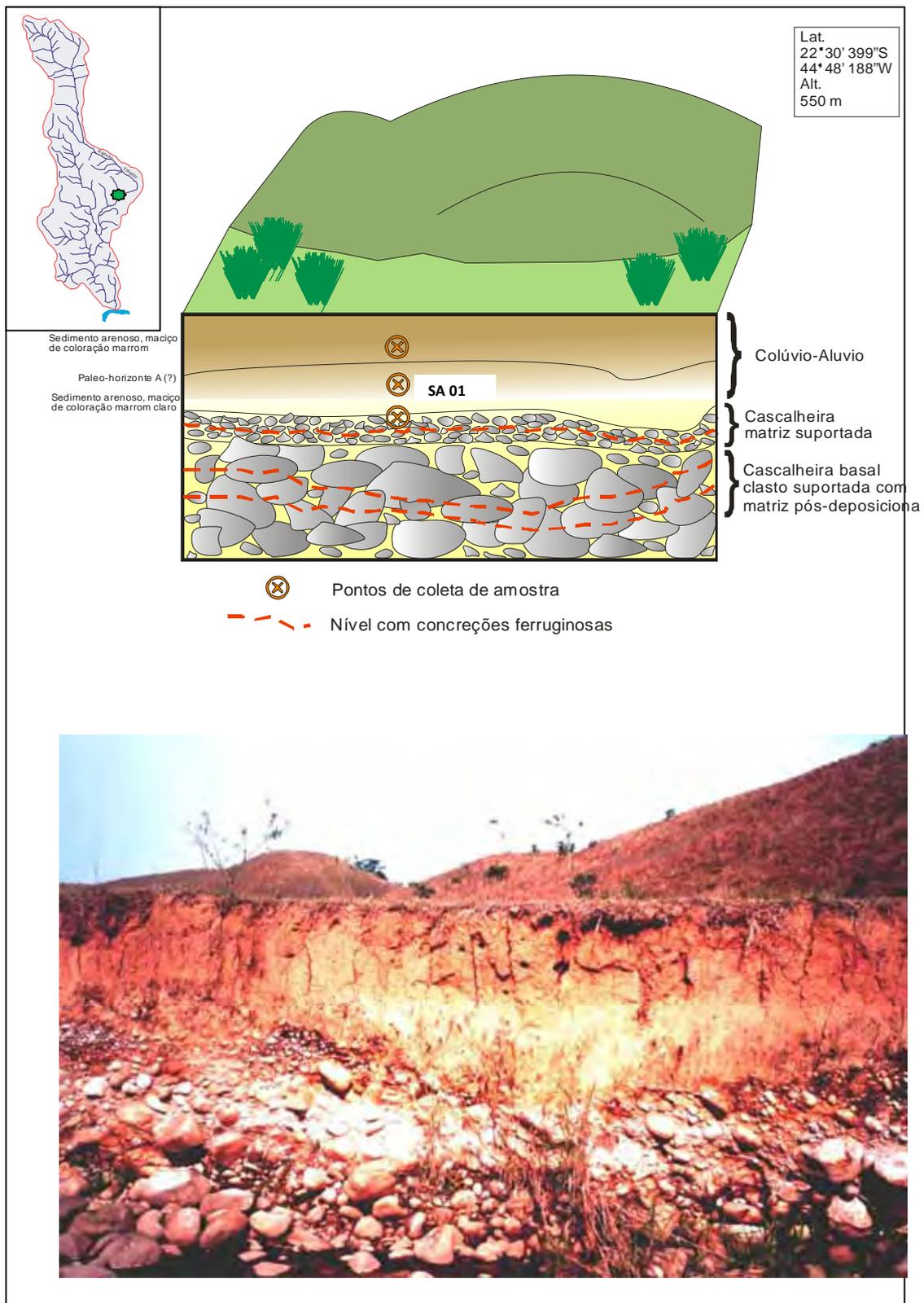


Figura 29 – Seção vertical no médio curso do Ribeirão Entupido evidenciando episódios interdigitados de coluvionamento e retomada da dinâmica fluvial.

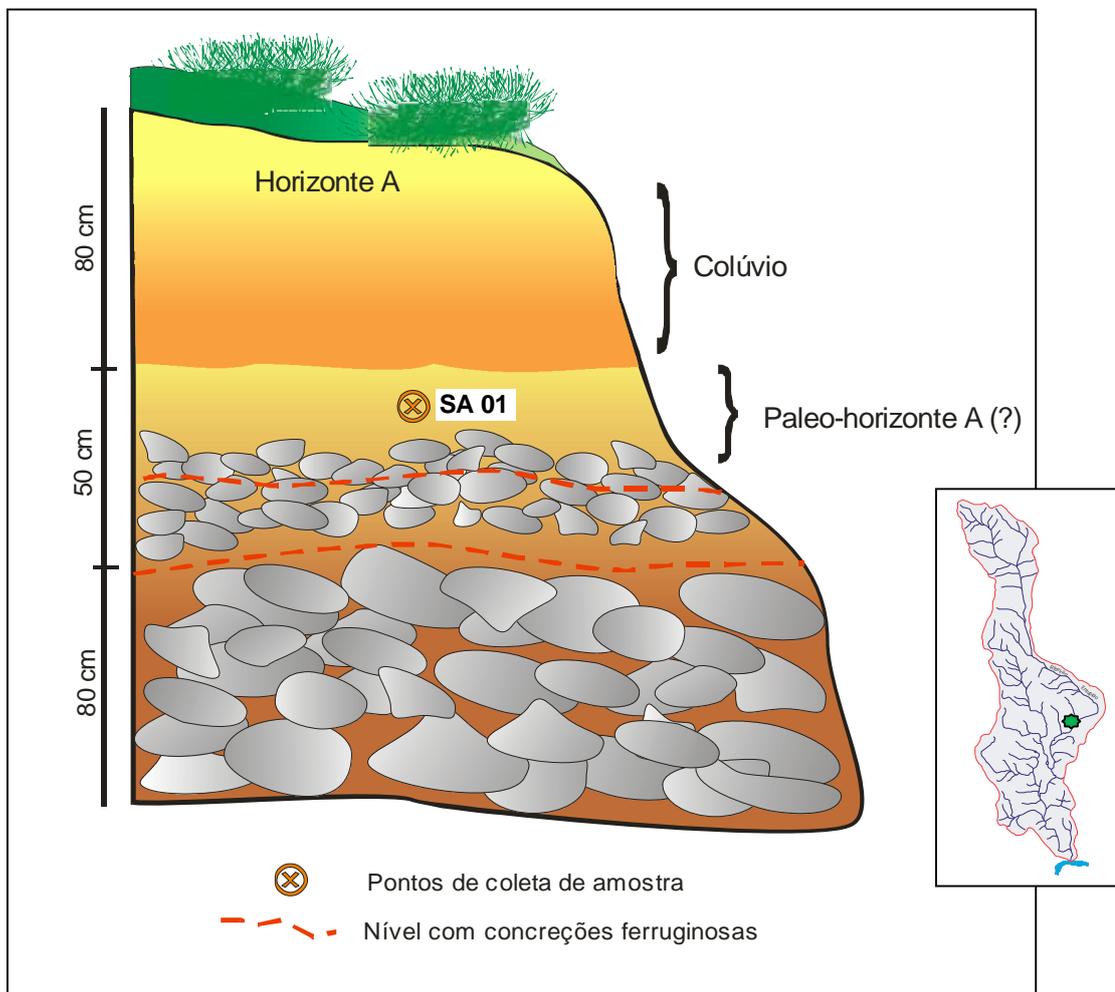


Figura 30 – Seção vertical de terraço erosivo do Ribeirão Entupido situado na média bacia. A seção amostrada antecede uma soleira gnáissica a partir da qual ocorrem sedimentos aluviais mais recentes sobre a cascalheira basal.

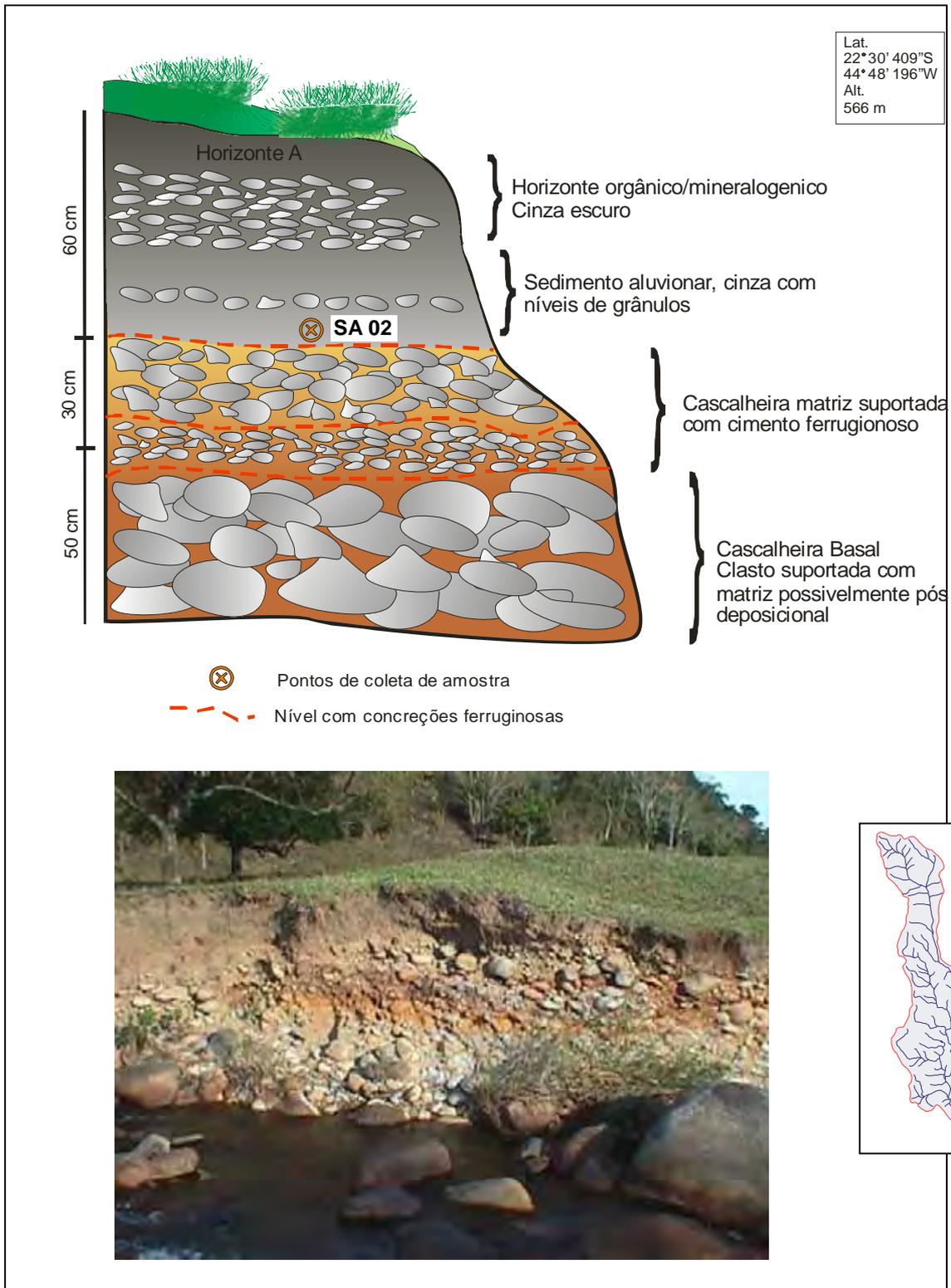


Figura 31 – Seção vertical de terraço erosivo com sedimento aluvionar situado na média bacia do Ribeirão Entupido, topograficamente abaixo de soleira rochosa.

**Interpretação:** assim como nos ambientes de encosta, a sedimentação fluvial, em um curso de baixa ordem em ambiente alta energia, está sujeita a pulsações cíclicas, as quais nem sempre resultam em eventos bem marcados na paisagem. No caso do setor do Ribeirão Entupido analisado nas cercanias da Fazenda Serra Azul, observou-se uma dinâmica que justapõe sedimentos com uma diferença de idade de mais de 12.000 anos sobre a mesma superfície topográfica, que, atualmente, vem sendo dissecada ativamente pela drenagem principal. A hipótese mais coerente aponta para uma dinamização da morfogênese nas cabeceiras no limiar Pleistoceno/Holoceno, ainda que de ocorrência mais recente do que em outras regiões do país (Corrêa, 2001). Deste evento, resultaram depósitos coluvionares nos ambientes de encostas e cascalheiras fluviais (subida do nível de base local).

Durante o Holoceno Inferior, o setor do Ribeirão Entupido analisado pareceu estar submetido a uma fase de estabilização e/ou pouca erosão, uma vez que ali não foram detectados depósitos desta idade (provável descida suave do nível de base e elaboração de um baixo terraço erosivo). A quiescência deste ambiente é ainda marcada por um nível ferruginizado, laterita hidromórfica, de ocorrência em diversos setores no médio curso, cimentando os fenoclastos. Em seguida, já durante o Holoceno superior, uma fase de retrabalhamento fluvial provocou a deposição de uma nova geração de cascalheira à jusante do antigo terraço superior, sempre após uma linha de soleira fluvial, que, certamente barrou a erosão remontante, a qual, durante o Holoceno, erodiu os depósitos pleistocênicos.

A ocorrência de soleiras fluviais é comum em áreas de litologias gnáissicas com bandeamento de alto ângulo, mas o fato de as mesmas estarem sempre associadas a controles de deposição/erosão dos níveis de base locais parece indicar uma retomada da tectônica vertical sobre essas áreas, uma vez que os fenômenos climáticos são de abrangência regional e acarretariam mudanças ao longo de toda a bacia e não apenas sobre áreas específicas, como as identificadas nesta pesquisa.

No entanto, vale apresentar uma explicação páleo-hidrológica: onde, atuando como pontos de entrincheiramento da drenagem, as soleiras fluviais podem ter detido a erosão remontante, formando cachoeiras e áreas de nível de base rebaixado à sua jusante, devido à maior energia erosiva do canal nestes setores. Posteriormente, se ocorre um evento climático importante, com maior energização do fluxo, intensificação da dissecação e erosão dos terraços à montante, as áreas

embaciadas após as soleiras tornam-se *loci* deposicionais importantes para a estocagem de sedimentos provenientes dos setores acima dos barramentos. Alterado o evento climático, as bacias ficam entulhadas, sobrevivendo uma nova fase de entalhe com discreto rebaixamento do nível de base.

| <b>Amostra BC 01 e BC 02 – Baixa Bacia do Ribeirão Entupido</b> |                               |
|---|-------------------------------|
| Setor Topográfico   | Baixo curso                   |
| Coordenadas Geográficas BC 01                                   | 22° 32' 174 S / 44° 48' 054 W |
| Coordenadas Geográficas BC 02                                   | 22° 32' 228 S / 44° 48' 051 W |
| Altitude  | 500 metros                    |

**Descrição:** as amostras foram coletadas na área do baixo curso do Ribeirão Entupido, em um setor de expressivo entrincheiramento do vale, onde a vertente estabelece um contato de forte inclinação com o terraço fluvial. A amostragem foi coletada a uma média de 3 m de distância do eixo principal atual do Ribeirão Entupido, no entanto, as amostras parecem estar vinculadas a dinâmicas bem diversas. Deve-se ressaltar que as amostras encontram-se desarticuladas topograficamente (formando desnível), mas compreendem o mesmo setor do talude.

No caso da amostra BC 01, a mesma caracteriza-se por depósito de encosta e foi a 40 cm da superfície, entre o horizonte A e o depósito de cascalhos, e trata-se de material coluvial, que, certamente, está sendo dissecado pela drenagem atual. Com relação à amostra BC 02, a mesma configura-se em terraço fluvial, com sedimentos bem selecionados, mas com a alternância de linhas de cascalho com diâmetro inferior a 10 cm. A cascalheira é formada por seixos imbricados para a direita do canal, marcando, assim, o sentido geral da migração do eixo da drenagem. A amostra BC foi coletada a 20 cm da superfície.

Idade Estimada: Pleistoceno Superior/Holoceno  
 Idade Confirmada: **BC 01 - 61.500 ± 8.700 – Pleistoceno Superior**  
**BC 02 – 4.300 ± 600 – Holoceno Médio**

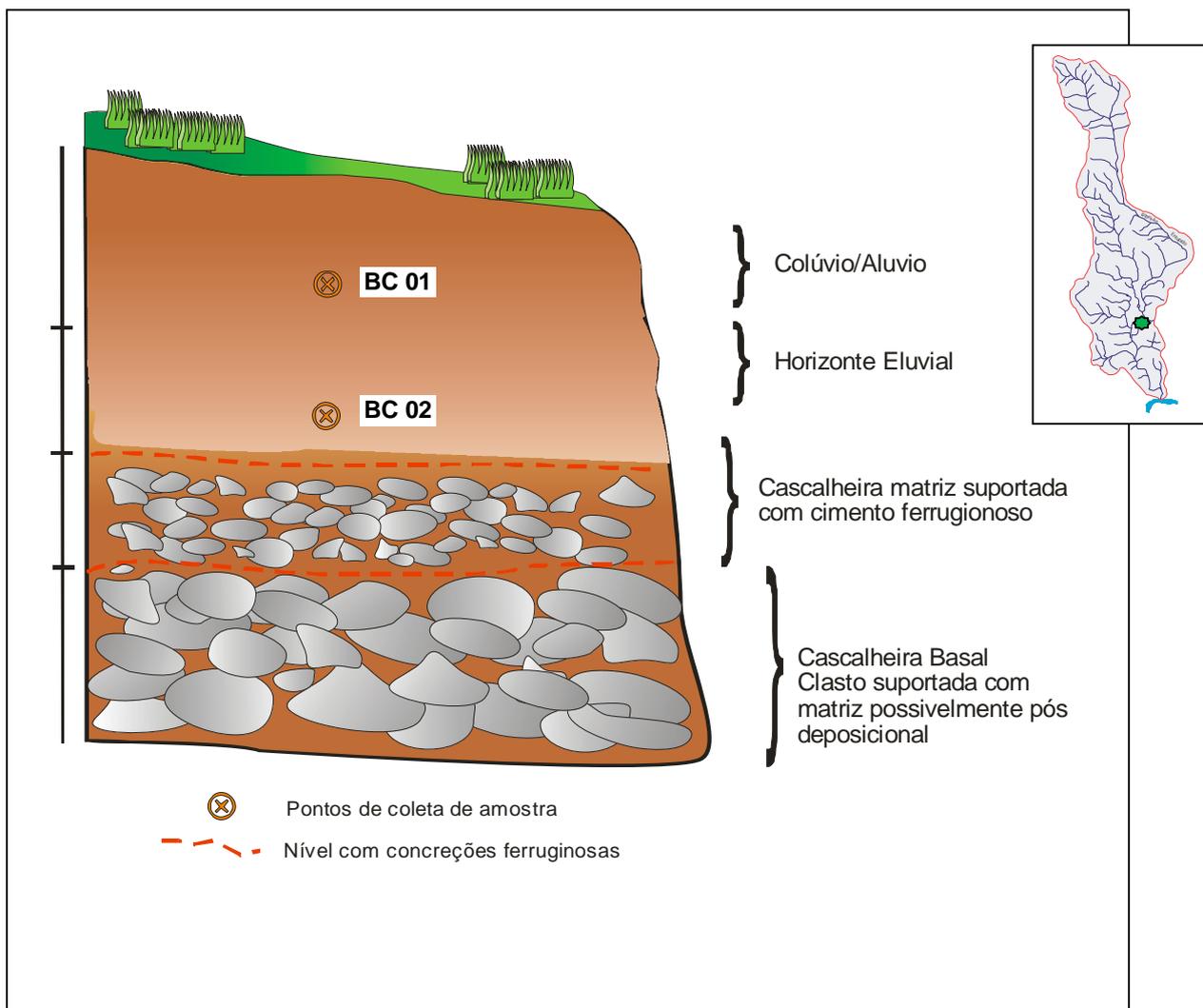


Figura 32 – Seção vertical de baixa vertente e terraço erosivo com sedimento aluvionar situado na média bacia do Ribeirão Entupido, onde foram coletadas as amostras BC 01 e BC 02.

**Interpretação:** as amostras coletadas, apesar de compreenderem o mesmo setor da margem direita em um local do baixo curso do Ribeirão Entupido, estão relacionadas a dinâmicas diferenciadas e, por isso, apresentaram idades tão diversas com relação aos resultados da LOE. Neste setor, um canal de ordem 0, em vertente bem inclinada, contribui com material coluvial na sedimentação do terraço fluvial. Canais de colmatados por sedimentos, muitas vezes desconectados do nível de base atual, são comuns ao longo da bacia do Ribeirão Entupido. Neste caso específico, este canal parece inserir no terraço sedimentos que não são especificamente formados

pela dinâmica fluvial, mas que, certamente, uma vez expostos neste setor da paisagem, tem seu material retrabalhado e que, conseqüentemente irá compor terraços à jusante.

Nesta área, como a característica marcante refere-se ao estreitamento do vale e à forte dissecação da drenagem, o depósito sedimentar da encosta mais antigo justapõe-se à sedimentação mais recente depositada pela dinâmica fluvial. Esta justaposição entre os ambientes de encosta e a sedimentação fluvial em um curso de baixa ordem em ambiente alta energia é submetida a eventos cíclicos vinculados à dinâmica climática e/ou tectônica (evidenciada em outras etapas desse trabalho).

Neste sentido, a hipótese da atual configuração topográfica e sedimentar assemelha-se a outros setores da média bacia, onde a dinamização da morfogênese nas cabeceiras no limiar Pleistoceno/Holoceno resulta em depósitos coluvionares nos ambientes de encostas e cascalheiras fluviais pela alterações dos níveis de base. É interessante a observação de que a idade da amostra BC 02 aproxima-se da amostra SR 02 coletada em anfiteatro na alta bacia.

| <b>Amostra BC 03 – Baixa Bacia do Ribeirão Entupido</b> |                               |
|---|-------------------------------|
| Setor Topográfico                                       | Baixo curso                   |
| Coordenadas Geográficas                                 | 22° 31' 987 S / 44° 48' 227 W |
| Altitude  | 495 metros                    |

**Descrição:** a referida amostra foi coletada na área da baixa bacia do Ribeirão Entupido, onde o canal estabelece significativa sinuosidade com níveis diferenciados de terraço. Refere-se à ultima área de expressiva sedimentação da bacia analisada. A coleta foi efetuada a 70 cm da superfície do terraço entre dois depósitos de cascalheiras, uma mais espessa, inferior, e outra camada mais delgada acima. O terraço neste setor é mais extenso e a área parece não ser influenciada diretamente por sedimentos de encostas.

Idade Estimada: Holoceno Superior/Holoceno  
 Idade Confirmada: **11.000 ± 1.600 – Pleistoceno Superior/Holoceno**

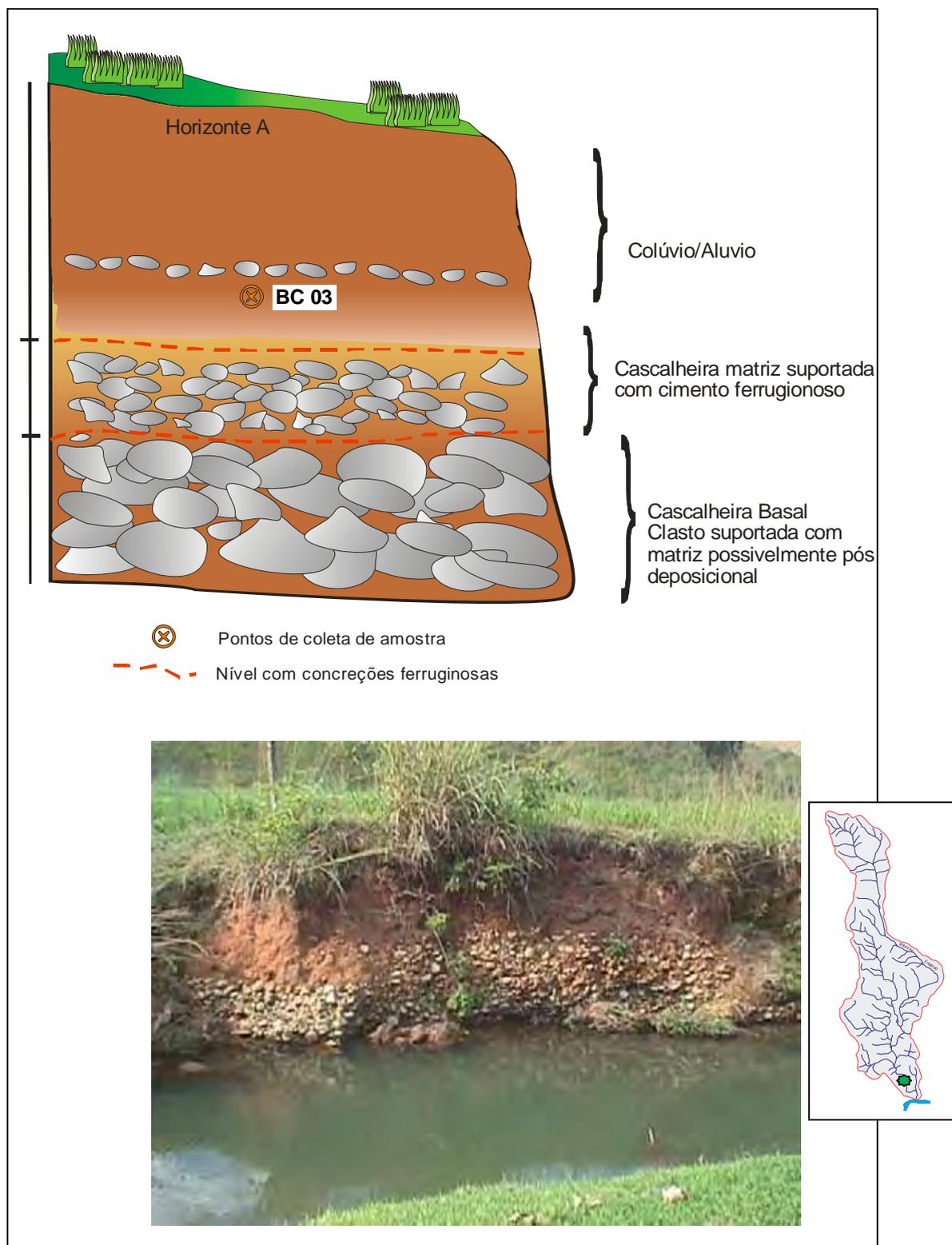


Figura 33 – Seção vertical de terraço erosivo com sedimento aluvionar situado na baixa bacia do Ribeirão Entupido, onde foi coletada a amostra BC 03.

**Interpretação:** a dinâmica que ocorreu na deposição de sedimentos neste último ponto da baixa bacia correlaciona-se, de certo modo, aos eventos que propiciaram a deposição em outros setores da bacia do Ribeirão Entupido.

Há deposição de material grosseiro na forma de cascalheiras de granulometria variada, intercalada a deposição de sedimentos mais finos. Ocorre, portanto, uma complexa relação entre os sedimentos (grosseiros ou não) decorrentes dos ambientes de encosta, acumulados nos fundos de vale. No entanto, como alteração no nível de base são propiciados no relevo, decorrentes de eventos cíclicos, observa-se, de maneira geral, uma dinâmica que dispõe o contato entre sedimentos com uma diferença de idade sobre a mesma superfície topográfica, que, atualmente, vem sendo dissecada ativamente pela drenagem principal, marcada no caso pelo Ribeirão Entupido.

Neste setor da baixa bacia, os dados enfatizam ainda a dinamização da morfogênese nas cabeceiras no limiar Pleistoceno/Holoceno, sendo que o Ribeirão Entupido analisado esteve submetido a uma fase de estabilização e pouca erosão. Sucedeu-se, posteriormente, a fase de retrabalhamento fluvial já discutida, que provocou a deposição de uma nova cascalheira a jusante do antigo terraço superior, sempre após uma linha de soleira fluvial, que, certamente, barrou a erosão remontante, a qual, durante o Holoceno, erodiu os depósitos pleistocênicos.

Neste setor onde se coletou a amostra BC 03, ocorrem três níveis de cascalheiras, diferenciando-se na granulometria do material e na espessura dos depósitos. Os depósitos são menos espessos e o seixo menores conforme se aproxima da superfície.

Também se verifica aqui a ocorrência de soleiras vinculadas ao bandeamento gnáissico, que possuem papel fundamental no controle de deposição/erosão dos níveis de base locais, que parecem indicar uma retomada da dinâmica tectônica.

### **Conclusões sobre os aspectos Morfoestruturais**

Levando-se em consideração as interpretações efetuadas, como o resultado das datações, o formato da bacia, as anomalias de drenagem, e a disposição dos depósitos sedimentares mais expressivos, conclui-se que o panorama tectônico segue, de modo geral, os modelos propostos por Riccomini (et al, 2004). Os eventos

estão associados àqueles relativos à formação do próprio sistema de rifts do sudeste brasileiro, mais especificamente, à origem da bacia terciária de Taubaté.

Após a intrusão alcalina do Passa Quatro (entre outras associadas) no Neocretáceo, sucede-se um movimento de distensão NNW-SSE ao longo do Paleógeno (Eoceno-Oligoceno), ocasionado, provavelmente, pelo basculamento termodinâmico da Bacia de Santos, promovendo falhamentos nos Maciços de Itatiaia e Passa Quatro. No Neógeno (Mioceno), prevalece a transcorrência sinistral e conseqüente compressão NW-SE, ocorrendo também distensão NW-SE no setor que viria a formar a bacia de Resende. Este evento propiciou também a sedimentação da Formação Itaquaquetuba.

Segue-se, posteriormente, abrangendo as épocas do Plioceno e Pleistoceno, uma dinâmica de transcorrência dextral, desenvolvendo o Alto Estrutural de Queluz e conseqüente compressão NW-SE. Ocorre neste período a deposição da Formação Pindamonhangaba. O Holoceno médio é marcado por movimento distensivo NW-SE a E-W e posterior evento compressivo no sentido E-W.

No caso da evolução da bacia do Ribeirão Entupido, constata-se que a mesma se insere neste contexto tectônico e que a transcorrência dextral no Neógeno refere-se ao mais importante evento que determinou as características geomorfológicas da área. Isso se deve ao fato da conseqüente compressão NW-SE que desenvolveu um setor de falhamento inverso marcado por interflúvios de declividade acentuada, marcando uma tipologia de conforfortes na média bacia (Figura 34). Segue-se, no Holoceno médio, evento distensivo que daria à bacia a característica romboédrica (em forma de losango), desenvolvendo, assim, uma seqüência de falhas normais no sentido NW-SE, que, por sua vez, desarticularam, principalmente, a média e baixa bacia do Ribeirão Entupido. A formação de altos estruturais decorrentes deste processo criou uma seqüência de entrincheiramentos (soleiras) que fragmentaram e/ou criaram novas áreas de deposição de sedimentos.

Analisando o mapa de feições deposicionais (Mapa 05), constata-se a concordância entre os eventos tectônicos formadores da bacia e as áreas deposicionais mais expressivas são dispostas na média e baixa bacia. Neste caso, a declividade acentuada na alta e alta/média bacia não propiciou a deposição expressiva de sedimentos, ou contribuiu na erosão de sedimentos pretéritos, além disso, as rupturas topográficas, vinculadas aos falhamentos normais, teriam originado bolsões de sedimentação no médio/baixo e baixo curso.

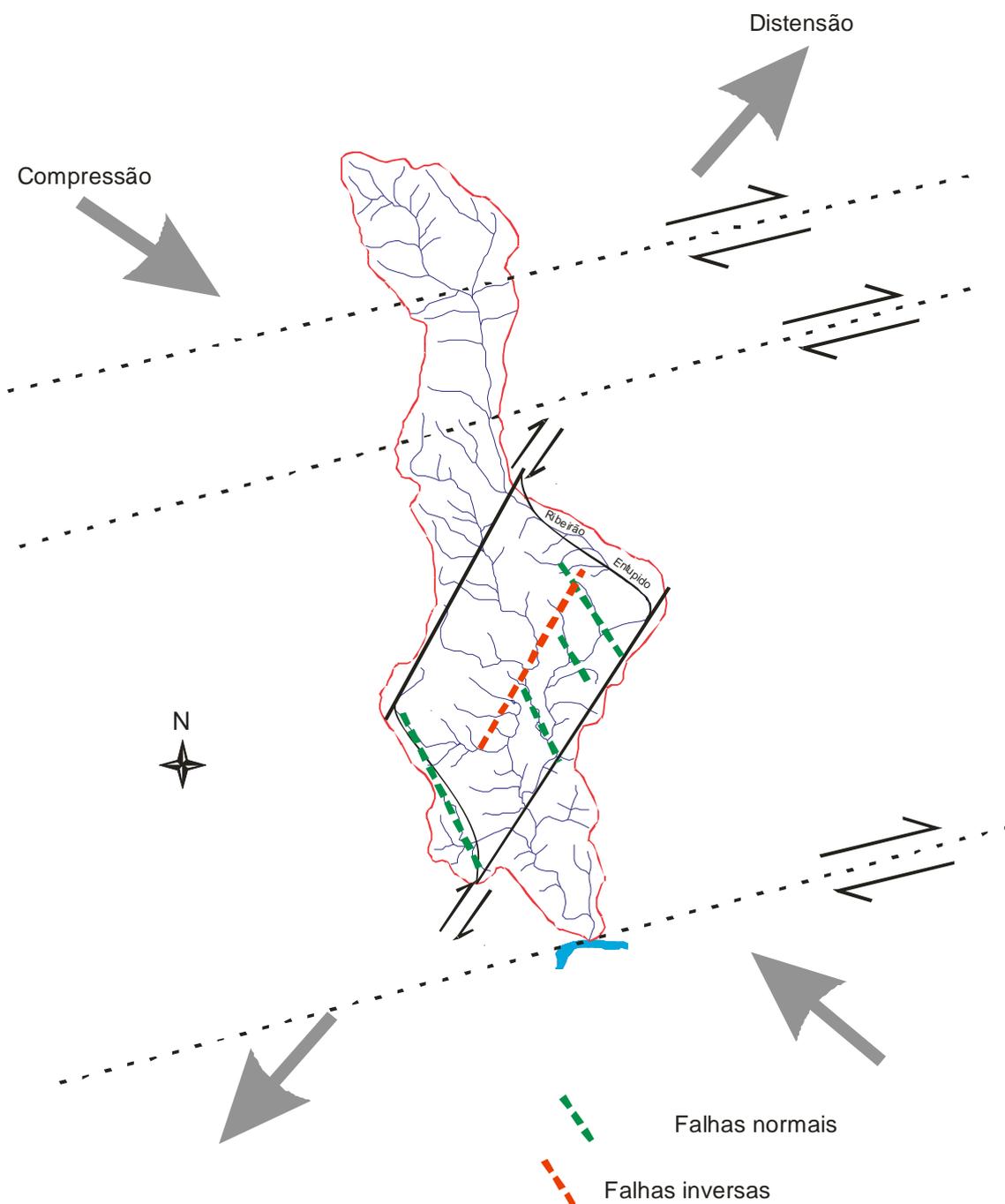


Figura 34 – Interferências Tectônicas na Bacia do Ribeirão Entupido.

## VI – CONSIDERAÇÕES FINAIS

A realização da presente pesquisa permite conclusões sobre diversos temas vinculados à ciência geomorfológica, seus métodos e modelos e a aplicação dos mesmos ao estudo de bacias hidrográficas e a evolução do relevo que integra esta unidade espacial. Assim, a escolha da bacia hidrográfica como escala de análise permitiu que o estudo envolvesse, de modo coerente, a dinâmica dos processos que atuam em conjunto na mesma.

Deste modo, a erosão dos setores mais elevados da bacia, o entulhamento das áreas mais rebaixadas e o retrabalhamento destas áreas de acumulação puderam ser identificados, no âmbito da bacia hidrográfica, e possibilitam a associação entre os depósitos correlativos e as formas que fornecem esse aporte sedimentar, resultando na seqüência deposicional da área.

A análise da distribuição e forma das rampas coluviais permitiu a compreensão da dinâmica que interfere nas feições de relevo da bacia analisada. Neste sentido, entendendo que a paisagem evolui conjuntamente pela interação dos aspectos morfoestruturais e morfoesculturais, e que a tectônica e clima atuam concomitantemente na origem e evolução do relevo, constatou-se a predominância na bacia do Ribeirão Entupido a atuação tectônica, pelo menos, no que diz respeito à especialização dos depósitos sedimentares. Assim sendo, ressalta-se que os mesmos são mais expressivos nas planícies fluviais, ocorrendo casos onde as rampas coluviais coalescem junto a estas planícies. Não são expressivos os casos onde os hollows em médias vertentes apresentam grande aporte de sedimentos.

Os depósitos sedimentares apresentaram idades vinculadas ao Pleistoceno Superior e Holoceno representando, portanto, eventos diferenciados no desenvolvimento e localização deste ambientes.

Na alta bacia, foram registradas a ocorrência de escalonamento dos anfiteatros que se encontram desarticulados por soleiras rochosas, fatos indicativos de vínculo destes a movimentos tectônicos recentes ocorridos neste setor da região sudeste brasileira a partir do Mioceno, fato este já apontado por Mello (1997), Gontijo (1999), Marujo (2002) e Bistrichi (2001). Este reafeiçoamento da paisagem estaria vinculado a movimentos compressivos NW-SE no Paleógeno-Pleistoceno e movimentos compressivos NW no Pleistoceno superior.

Nota-se na bacia a existência de três setores bem distintos com relação à densidade de drenagem; a média e baixa bacia, com densidade mais acentuada marcada pela presença dos mais importantes tributários do Ribeirão Entupido.

No caso da alta bacia, encontram-se ainda dois setores distintos, um relacionado ao setor mais elevado, próximo às cumeeiras do Maciço alcalino com a maior presença de canais, e o setor inferior, mas ainda na alta bacia, com uma baixa densidade de drenagem.

Observou-se neste setor, durante a interpretação das fotografias aéreas, a presença de diversos canais desconectados do seu setor final, próximo às confluências, aspecto este que evidencia rápida alteração do nível de base, a ponto de a drenagem não conseguir dissecar todo o canal a tempo de manter a ligação com o curso fluvial principal. Tal aspecto certamente está vinculado ao soerguimento da alta bacia e conseqüente intensificação da dissecação dos canais principais deste setor.

Na média bacia, a cobertura sedimentar latossolizada sobre os depósitos de canga laterítica foi identificada nas amostras SA 01 e SA 02, e apresenta a idade de 12.400 anos, marcando o limite Pleistoceno-Holoceno, confirmando a hipótese já apresentada por Mello (1997), através da datação por C14.

A ocorrência de um extenso depósito de detritos na média bacia posicionado na base dos perfis amostrados pode ser relacionada a um ambiente seco no Pleistoceno inferior a médio, que propiciou o transporte torrencial deste material heterométrico. Não que tal dinâmica seja a única a explicar tal configuração, uma vez que a declividade acentuada à montante poderia fornecer tal material como resultado do desabamento e queda de blocos, no entanto, levando-se em consideração os estudos regionais revisados, a hipótese do clima torna-se apropriada.

Àquela época, através de transporte desenvolvido por fluxos de lama vinculados a eventos chuvosos intensos e concentrados, a superfície da paisagem foi coberta com material detrítico formado por seixos, calhaus e blocos.

Uma vez elaborada esta paisagem e o aumento das precipitações ao longo do ano, ocorrem no Holoceno o transporte e deposição de sedimentos mais finos ao mesmo tempo, controlados por seus diversos níveis de base. Assim, a drenagem holocênica iniciou o processo de dissecação do relevo, ocorrendo, assim, o retrabalhamento deste material já depositado.

Como o início do Holoceno é caracterizado pela umidificação do ambiente, ocorre a intensificação da dinâmica de vertente, resultando no transporte de sedimentos mais finos, que, coalescendo com o vale fluvial, preencheram os interstícios do material detrítico pré-existente.

A complexidade da paisagem na bacia do ribeirão Entupido envolve justamente esta interdigitação de materiais de idades diversas que compõem o mesmo ambiente de deposição, assim como o fato de a tectônica interferir a priori na espacialização dos depósitos e as condições climáticas no aporte e características dos sedimentos.

Atualmente, a dinâmica climática quente e úmida tem intensificado a morfogênese da bacia, dinamizando a formação das rampas de colúvio nos setores de média e baixa vertente, ocasionando também o soterramento dos terraços das principais drenagens que formam a referida bacia.

Na baixa bacia, predomina o soterramento da base da vertente, indicando uma dinâmica deposicional intensa. Nesta área, encontram-se, no mínimo, dois níveis de entalhamento do canal, concluindo-se que o canal fluvial seria mais profundo e os canais de ordem 0 com seus canais conectados ao até o nível de base. Com a umidificação do clima no Holoceno, assim como o desenvolvimento das soleiras rochosas, houve condições propícias ao preenchimento do vale e conseqüente colmatção deste setor.

Essa característica propiciaria a formação de sinuosidades parecidas com aquela dos canais meandrantés, e a atual configuração de incisão seria em decorrência da retomada erosiva, resultado de um segundo evento tectônico que estaria novamente alterando o nível de base, no caso, um soerguimento.

A datação por LOE (Luminescência Ópticamente Estimulada) forneceu importantes contribuições ao estudo da evolução da bacia do Ribeirão Entupido, uma vez que não exigiu existência de material de origem orgânica, encontrando nos minerais de feldspato a “chave” para se identificar a última data que o material esteve exposto à luz solar, obtendo-se, assim, a data do processo. Concluiu-se que a técnica é apropriada para os estudos de sedimentação, possibilitando o estudo dos processos encadeados na paisagem. O desenvolvimento da técnica em si esteve relacionada à datação de cerâmicas indígenas, no entanto, diversos pesquisadores têm mostrado sua eficácia nos estudos de resgates paleoambientais, muitas vezes, as datas seguem esta técnica, corroborando informações obtidas pelo

C<sub>14</sub> para a mesma área e/ou depósito. Em algumas amostras, foi utilizada também a técnica da Termoluminescência nos grãos de quartzo no intuito de assegurar a qualidade das informações, principalmente, nos casos onde a quantidade de feldspato da amostra fosse pequena. De modo geral, nenhuma data obtida das amostras coletadas na presente pesquisa foi considerada incompatível com o setor topográfico onde a mesma se encontrava, e, quando isso aconteceu, foi necessário uma revisão dos modelos geomorfológicos para refutar ou não, as hipóteses pré-estabelecidas. Ao todo, foram coletadas 15 amostras em setores diferenciados da bacia, no entanto, algumas apresentaram problemas como o chamado “zeramento” da amostra, que está relacionada ao fato de a amostra não apresentar idade alguma. Tal problema pode estar relacionado à falta de grãos de quartzo e feldspato suficientes para a aplicação da técnica em laboratório, ou problemas no momento da coletas das amostras no campo.

Um dos empecilhos à presente pesquisa refere-se justamente à falta de uma data absoluta para as cascalheiras, uma vez que o material grosseiro dificulta a coleta das amostras. Neste sentido, todas as amostras coletadas na camada das cascalheiras não forneceram datas. O intuito é voltar a campo e coletar as referidas amostras novamente, pois assim conseguir-se-á estabelecer uma análise mais coerente do ponto de vista científico.

Esta técnica permitiu inferir as condições ambientais nas quais o transporte e deposição se processaram na área de estudo, e a compreensão de como estas feições terciárias e pliocênicas interferem nas formas de relevo atuais. Assim, mesmo, sem a utilização da palinologia, que permitiria identificar as espécies vegetais e conseqüente regime climático com afinco, a datação por LOE e TL permitiu inferir estas condições através dos processos que desenvolveram tal sedimentação.

Mesmo assim, a identificação e na análise dos processos pretéritos que propiciou a formação e evolução dos sedimentos na bacia do Ribeirão Entupido, foi possível correlacionar o clima que atuava naquele momento. Neste sentido, os resultados vêm ao encontro das pesquisas sobre paleoclimas para o sudeste do Brasil; como a data mais antiga obtida neste trabalho é de 61.500 anos, estima-se que o clima era frio, possivelmente, 10° abaixo do atual. Por volta de 20.000 anos, as temperaturas também são baixas, agora relativas ao Último Máximo Glacial (UMG), sendo que, no limite Pleistoceno Superior/Holoceno, o clima continua frio e

seco. Ainda no Holoceno Inferior, inicia-se a umidificação das condições climáticas, iniciando-se a sedimentação fluvial/lacustre e, no médio Holoceno, a umidade do clima torna-se mais acentuada, propiciando o aumento do nível dos cursos fluviais.

Com relação às anomalias de drenagem, vários aspectos foram identificados na análise das imagens de satélites e fotografias aéreas, assim como na elaboração do mapa geomorfológico propriamente dito. O parâmetro mais evidente refere-se à inflexão do canal principal do Ribeirão Entupido no seu médio curso. A referida drenagem esculpe um canal no sentido N-S na alta bacia e estabelece duas inflexões; uma para SE e, posteriormente, para SW, drenando a mais extensa área de sedimentação no médio curso e permanecendo por vários metros, paralelo ao Ribeirão Entupidinho. Presume-se que o vale esculpido pelo atual Entupidinho era o do próprio Entupido, que teve seu trajeto desviado em decorrência do movimento de compressão no Pleistoceno superior possibilitado no desenvolvimento do falhamento inverso que ocorreu neste setor. Posteriormente, já no Holoceno inferior, o rebaixamento do setor da média bacia, em decorrência de um evento distensivo possibilitou que se drenasse novamente para seu antigo vale.

Com padrão de drenagem paralelo, os cursos fluviais são fortemente controlados pelos aspectos estruturais, principalmente, no que se refere à alta densidade de drenagem no médio e baixo curso e nos diversos cotovelos de captura que ocorrem nestas áreas. O alinhamento de confluências também é fato observado nestes setores da bacia e encontram-se relacionados com algumas anomalias de relevo, como escarpamentos, facetas trapezoidais e a presença das soleiras rochosas. Outra anomalia interessante refere-se ao alinhamento dos canais de baixa ordem na borda direita da bacia, evidenciando desarticulação da drenagem, possivelmente, por um escalonamento da topografia local.

Na alta bacia, a presença de canais desconectados da drenagem principal, muitas vezes, com vales secos, denota a rápida alteração do nível de base, no caso um soerguimento da alta bacia, que já compõe o próprio maciço alcalino. Esta anomalia de drenagem está associada neste setor à ocorrência de facetas triangulares.

A análise dos cursos fluviais foi, deste modo, indispensável para a compreensão da dinâmica que influencia o sistema como um dos agentes que determinam as potencialidades de deposição de um ambiente. Neste contexto, o estudo dos índices de RDE permitiu identificar anomalias, que, checadas em campo,

evidenciaram dinâmica tectônica recente, como as soleiras, desarticulação de alguns cursos fluviais e capturas de drenagem.

Com relação ao contexto neotectônico, discutido anteriormente no trabalho, concluiu-se que a bacia do Ribeirão Entupido no Neógeno esteve submetida a um evento de transcorrência dextral, que determinou o desenvolvimento da principal compartimentação geomorfológica da área devido à compressão NW-SE que desenvolveu um setor de falha inversa. Já no Holoceno médio, um movimento distensivo que deu à bacia uma forma romboédrica desenvolveu também uma sequência de falhas normais no sentido NW-SE, que, expondo algumas soleiras gnáissicas, desarticularam topograficamente áreas da média e baixa bacia do Ribeirão Entupido.

Verificou-se, deste modo, a interferência de diversos controles morfoestruturais sobre a compartimentação do relevo da área. A direção estrutural NW-SE controla o direcionamento das principais formas de relevo, direção esta associada aos canais de primeira ordem, refletindo a participação ativa deste controle sobre o desenvolvimento da drenagem. A formação da drenagem sobre litologias diversas, e, mesmo truncando áreas estruturadas em depósitos recentes, sugere-se tratar de uma estrutura de reativação, que se sobre-impõe aos diversos domínios estruturais da área.

A análise dos MDTs e sua correlação com a morfometria da rede de drenagem e a densidade de lineamentos permitem inferir o basculamento para NW com elevação de seu setor SE. Esta informação refere-se ao contexto regional das drenagens inseridas no Maciço do Passa Quatro.

Conclui-se, deste modo, que os índices morfométricos constituem uma forma coerente e rápida para a averiguação dos condicionantes morfoestruturais sobre o relevo, se associados, é claro, à métodos de datação absoluta.

Constatou-se também, com interpretação de imagens de satélite e trabalho de campo, que o controle das estruturas lineares na sedimentação neo-cenozóica define a localização dos depósitos, controlando a formação de áreas receptoras de sedimentos.

Pequenas bacias locais foram identificadas em campo, sendo associadas às zonas de cisalhamento e controladas por pares conjugados de falhas transcorrentes, como apontadas pelos trabalhos de Hiruma (1999) e Gontijo (1999) e Riccomini (et al, 2004).

Com relação aos mapas elaborados, constata-se que cada um ofereceu um recurso de interpretação muito válida, até algumas vezes pontual, mas que no conjunto, permitiram uma visão global das informações geomorfológicas da bacia. A maioria dos mapas forma elaborados no software ArcView 9.2 que se mostrou muito eficiente na obtenção de produtos que contribuam nas pesquisas em Geociências.

O mapa do Modelo Numérico do Terreno (MNT ou MDT) propiciou uma análise visual imediata das formas de relevo que se distribuem na bacia e na compartimentação estruturada pelas mesmas. Mesmo com a elaboração do mapeamento geomorfológico, o referido mapa, aqui denominado de mapa Hipsomorfológico (mapa 02) permitiu a caracterização geral do relevo da área, além da identificação de anomalias de relevo, tornando possível montar a evolução tectônica para a bacia.

Foi possível evidenciar, os três principais compartimentos que configuram a alta, média e baixa bacia do Ribeirão Entupido, assim como as devidas áreas de transição, que podem inferir, também, mudanças nas litologias que ali ocorrem.

O mapa de Orientação das Vertentes (mapa 04) teve como principal utilidade no presente trabalho evidenciar as assimetrias de relevo, tanto aquelas relativas aos vales, como dos interflúvios, além de fornecer informações sobre algumas anomalias de drenagem. Algumas correlações sobre a umidade e as características dos sedimentos também foram possíveis com a análise do referido documento, assim como a predominância em área, de vertentes o SE e E.

Com relação ao mapa de Clinografia, averiguando o Mapa 03, elaborado a partir do ArcView 9.2, constatou-se a identificação dos setores de forte dissecação na alta e baixa bacia, áreas associadas a soerguimento de acordo com os índices RDE. No entanto, levando em consideração o cruzamento com outros mapas constatou-se que uma importante área de forte declividade na média bacia não ficou evidenciada.

O mapa de Feições Depositionais (Mapa 05) foi elaborado a partir do cruzamento do mapa clinográfico, orientação das vertentes e do próprio mapeamento geomorfológico e apresentou, com considerável sucesso, a espacialização das áreas deposicionais. Este mapa foi de extrema importância em sua correlação com as anomalias de drenagem, possibilitando, também, inferir hipóteses sobre a evolução tectônica da área e a interferência destes eventos na distribuição dos depósitos sedimentares. No entanto a limitação mais séria a este

referido documento é o fato do software identificar também, áreas de topos planos como áreas de sedimentação, fato está que continuará a ser testado e aperfeiçoado.

Ainda com relação aos mapas, uma dificuldade encontrada no decorrer o trabalho foi a de não encontrar um mapa geológico de detalhe da área analisada, diversas fontes foram consultadas, no entanto, apenas um mapa geológico do maciço vizinho do Itatiaia foi encontrado. Tal fato justifica a utilização de mapas regionais no presente trabalho.

A falta da análise micromorfológica dos sedimentos amostrados também se configurou em empecilho para a proposta de unidades aloestratigráficas e estipulação de denominações locais. Propõe-se, assim, análises em curto prazo em artigos, que propiciem a continuidade da presente pesquisa.

Espera-se, no entanto, que o presente trabalho contribua na caracterização geral dos sedimentos e dos aspectos geomorfológicos, vinculados à interação entre clima e tectônica em escala de detalhe neste setor da região sudeste brasileira.

Ainda assim, foi efetuada, através da revisão bibliográfica, a correlação entre a proposta da coluna estratigráfica do Quaternário Superior para a região do Bananal de Moura & Mello (1991) e as camadas sedimentares analisadas na bacia do Ribeirão Entupido.

Neste sentido constata-se, a correlação das amostras **SA 01** e **BC 03** com a aloformação **Rio do Bananal**, ambos são caracterizados como testemunhos pleistocênicos, formando depósitos de colocação amarelada, argilo-arenosos com níveis de cascalhos intercalados. Neste setor, desenvolve-se perfil de solo intermediário entre o podzólico e o latossolo com paleohorizonte A. Em ambiente de encosta, correlacionou-se a amostra **SR 01** com a aloformação **Santa Vitória**.

As amostras **SR 02** e **BC 02** possuem as mesmas características da aloformação **Manso**, que envolve um período de instabilidade ambiental, marcando descontinuidade sobre os depósitos mais antigos. Por fim, a amostra **SA 02** relaciona-se à aloformação **Resgate**, que constitui depósitos fluviais recentes, preservados em terraços fluviais os quais sugerem evolução sob condições climáticas úmidas.

Assim, mesmo confirmando a premissa de intensa interferência das modificações climáticas quaternárias nos processos de deposição da cascalheira que caracteriza o médio e baixo curso do Ribeirão Entupido, não se deve excluir a atuação do controle tectônico no desencadeamento dos mecanismos de deposição.

É evidente ainda, a influência do homem no processo de evolução da bacia hidrográfica, principalmente, no que diz respeito à produção de sedimentos na média e baixa bacia do Ribeirão Entupido. Constatou-se, através das fotografias aéreas verticais de 1973 o grande número de pontos com ocorrência de movimentos de massa e voçorocas na média vertente de diversos interflúvios.

Observa-se que a retirada da vegetação natural e o uso do solo associado à pastagem, sem práticas de manejo para esta atividade, têm ocasionado grande produção de sedimentos, que contribui para o entulhamento de canais e planícies a jusante. Trata-se, é claro, de um processo que explica apenas em parte a dinâmica atual e cuja problemática não foi contemplada na escala temporal desta pesquisa.

## VII – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AITKEN, M. J. **An Introduction to Optical Dating: the dating of Quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence**. Oxford: Oxford University Press, 1998. 267 p.

ALMEIDA, F.M. Geologia do Estado de São Paulo. IGG, **Boletim N.º 41**, 263 p, 1964.

ALMEIDA, F.F.M. The system of continental rifts bordering the Santos basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Geociências**, v. 48, p. 15 – 26, 1976.

\_\_\_\_\_. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da plataforma Sul-americana. **Rev. Brasileira de Geociências**, 13 (3): 139-158, 1983.

ALMEIDA, F.F.M; HASUI, Y. **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo, Edgard Blucher, 1984, p. 378.

ANGELIER, J. Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites faillés: l'utilité d'une confrontation entre les méthodes dynamiques et cinématiques. **Comptes Rendus de l'Academie de Science de Paris**, v. 281, p. 1805 – 1808, 1975

ANGELIER, J. & MECHLER, P. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable em tectonique em séismologie: in méthode des dièdres droits. **Bulletin de la Société Géologique de France**, v. 7 , p. 1309 – 1318, 1977.

ARTHAUD, F. Méthode de détermination graphique des directions da raccourcissement, l'allongement et intermédiaire d'une population des failles. **Bulletin de la Société Géologique de France**, v. 11, p. 729 – 737, 1969.

BEHLING, H. & LICHTER, M. Evidence of dry and cold conditions at glacial times in tropical south-eastern Brazil. **Quaternary Research**, v. 48, p. 348 – 358, 1997.

BEHLING, H. Late Quaternary vegetation, climate and fire history from tropical mountain region of Morro de Itapeva, SE, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1997. V. 129, p. 3-4, p. 407-422.

BIGARELLA, J. J. & ANDRADE, G. O. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). **Arquivos do Instituto de Ciências da Terra**, v. 2, p.2-14, 1964.

BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, J.X.; SILVA, J.X. Considerações a respeito da Evolução das Vertentes. **Boletim paranaense de Geografia**, N.º 16/17, Julho de 1965, p. 85-116.

BIGARELLA, J. J. et al. **Estrutura e Origem das Paisagens tropicais e Subtropicais**. Florianópolis: Editora da UFSC, 1994. Volume 1.

BISTRICHI, C.A. **Análise Estratigráfica e Geomorfológica do Cenozóico da região de Atibaia-Bragança Paulista, Estado de São Paulo**. IGCE/UNESP-Rio Claro, Tese de Doutorado, 2Vol. 184, 2001.

BRASIL ( Projeto RADAMBRASIL) – **Folhas SF.23/24**; Rio de Janeiro /Vitória. Volume 32, Rio de Janeiro , 1983, 775 p.

BÜDEL, J. **Climatic Geomorphology**. Princeton: Princeton University Press, 1982.

BURNETT, A . W. & SCHUMM, S. A . Alluvial river response to neotectonic deformation in Louisiana and Mississippi. **Science**. V. 222, p. 49-50, 1983.

CAMARGO FILHO, M. & BIGARELLA, J. J. Correlação de parâmetros estatísticos de sedimentos de vertentes, rampas de colúvio-alúvio e terraço de várzea da bacia do Bananas – Guarapuava – PR. **Geosul**, v. 14, p. 438 – 442, 1998.

CASTRO, T. S. Reconhecimento de Capturas através de fotografias aéreas. **Revista Brasileira de Geografia**. 1968. Vol. 30 (N. 4). P. 22-37.

[CEPAGRI. Centro de Pesquisas Meteorológicas e Climáticas Aplicadas à Agricultura](http://www.cpa.unicamp.br/outras-informacoes/clima_muni_473.html). Clima dos municípios Paulistas. Disponível em: < [http://www.cpa.unicamp.br/outras-informacoes/clima\\_muni\\_473.html](http://www.cpa.unicamp.br/outras-informacoes/clima_muni_473.html)> acesso em 23 de Agosto de 2007.

CHIESSI, C, M. **Tectônica Cenozóica do Maciço Alcalino de Passa Quatro (SP-MG-RJ)**. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo - Instituto de Geociências. 116 p. 2004.

CHRISTOFOLETTI, A. A Teoria dos Sistemas. **Boletim de Geografia Teorética**, Ageteo/Rio Claro N. 2, pág. 43-60, 1971.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo. Ed. Edgard Blucher. 149 p. 1974.

CLARKE, J. I. Morphometry from maps. In DURY, G. H. **Essays in Geomorphology**. 235 – 274, Heinemann, 1966

COLTRINARI, L. Geomorfologia e Dinâmica Quaternária no Sudeste do Brasil, In Anais da **2.º Reunión Del Cuaternário Ibérico** (Madri) 1989.

\_\_\_\_\_. A iconografia do Quaternário: curvas, diagramas, seções. In: **Variabilidade e Mudanças Climáticas, implicações ambientais e socioeconômicas**. EDUEM – Maringá/PR, 2000. pg. 51-64.

CORNETTI, M. **Programa DXF2 DAT em quick basic 4.5**. Ige-UNICAMP. 2000.

CORRÊA, A. C. B. **Dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil**. Rio Claro, 2001. 386p. Tese de Doutorado – IGCE, UNESP.

CORRÊA, A.C.B. et al. **Relatório Parcial do Grupo de Estudos Geomorfológicos (SEG)**, ao projeto temático “História da Exumação da Plataforma Sul-americana, o exemplo da região Sudeste brasileira: termocronologia por traços de fissão e sistemáticas Ar/Ar e Sm/Nd”, 121 p. 2003.

DAMUTH, J. E. & FAIRBRIDGE, R. W. Equatorial Atlantic deep-sea arkosic sands and Ice-age aridity in tropical South America. **Bulletin of the Geological Society of America**, v.81, p.189-206, 1970.

DEFFONTAINES, B. Mouvements recents du Graben Rhenan et de ses abords. Etude comparee de methodes Morpho-Neotectoniques, **Bureau de Reserches Geologiques Et Minieres-Service Geologiques National**.1987.

DEFFONTAINES, B. & CHOROWICZ, J. Principles of drainage basin analysis from multisource data: application to the structural analysis of the Zaire basin. **Tectonophysics**, v. 194, p. 237-264, 1991.

DEMEK, J. **Manual of Detailed Geomorphological Mapping**. Prague, Academia, 1972.

ETCHEBEHERE, M.L.C. **Terraços Neoquaternários no vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: Implicações estratigráficas e tectônicas**. (Tese de Doutorado IGCE-UNESP, Vol.I, 264 p. e Vol.II, mapas. Rio Claro-SP.

FERRAZ-VICENTINI, K. R. & SALGADO-LABOURIAU, M. L. Palynological analysis of a palm swamp in central Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 9, p. 207 –219, 1996.

- FERREIRA, M. F. M. **Geomorfologia e análise morfotectônica do Alto Vale do Sapucaí, Pouso Alegre, MG**. Rio Claro. Tese de Doutorado – IGCE, UNESP. 2001, 278p.
- FITZPATRICK, E. A . **Soil Microscopy and Micromorphology**. New York: Wiley, 1993.
- FRYE, J.C. & WILLIMAN, H.B. Morphostratigraphic units in Pleistocene stratigraphy. **Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.**, v. 46, p.112-113, 1962.
- FULFARO, J.V. & BARCELOS, J.H. Grupo Bauru no Triângulo Mineiro: uma nova visão litoestratigráfica. In **Simpósio de Geologia do Sudeste 2**, São Paulo, 1991. SBG – Núcleo de São Paulo – Rio de Janeiro: 59-66.
- GERRARD, A.J, - The catena concept. In: Soils and Landforms. **Integration of Geomorphology and Pedology**. Chapter 4, pp. 61-79, 1981.
- GONTIJO, A.H.F. **Morfotectônica do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul: Região da Serra da Bacia, estados de São Paulo e Rio de Janeiro**. IGCE/UNESP – Rio Claro, Tese de Doutorado, 259p. 1999.
- GONTIJO, A.H.F., HASUI, Y. BORGES, M.S., MORALES, N. COSTA, J.B.S. Feições Morfotectônicas na Serra da Bocaina, SP. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA**, 40, 1998, Belo Horizonte. Anais...,Belo Horizonte: SBG-MG, 1998. p.81.
- GOUDIE, A . Slope process change and colluvium deposition in Swaziland: na SEM analysis. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 9, p. 289 – 299, 1984.
- HACK, J. T. GOODLET. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. **American Journal of Science**, v.258, p.80-97, 1960.
- HACK, J. T. Geomorphology of the Shenandoah valley, Virginia and origin of the residual ore deposits. **USG. Survey Prof. Paper**, 484:84 p. 1965.
- HACK, J. T. Stream profile analysis and stream gradient index. **Journal Research of U. S. Geological Survey**, v. 1, 421-429, 1973.
- HALL, G. – Pedology and Geomorphology. In: **Pedogenesis and Soil Taxonomy. Concepts and Interactions**. Amsterdam 1983, pp. 117-140.
- HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. **Workshop sobre neotectônica e sedimentação cenozóica continental no Sudeste brasileiro**, 1. Belo Horizonte, Boletim SBG-MG, p.1-31. 1990.

- HASUI, Y. COSTA, JBS. Neotectônica: **fundamentos, métodos e técnicas de análise**. In: **Simpósio** de Geologia da Amazônia, 5. Belém, Notas de Curso, 19 p. 1996.
- HASUI, Y. et al. Estruturas neotectônicas transgressivas na região Sudeste do Brasil. In: VI **Simpósio de Geologia do Sudeste** – SBG/UNESP. Sociedade Brasileira de Geologia – SBG, São Pedro – SP, p. 80. 1999.
- HIRUMA, S.T. **Neotectônica no Planalto de Campos do Jordão, SP**. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências-USP, p. 102, 1999.
- HIRUMA, S.T. Métodos Morfométricos aplicados ao estudo da Morfotectônica, planalto de Campos do Jordão, SP. **VIII Simpósio de Quantificação em Geociências**. UNESP/IGCE, Março de 2000, p.107-110.
- HIRUMA, S. T.; PONÇANO, W. L. Densidade de drenagem e sua relação com fatores geomorfo-pedológicos na área do Alto Rio Pardo, SP e MG. **Revista do Instituto Geológico**, v. 15, p. 49 – 57, 1994.
- HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: A summation. **Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.** V 51, p. 2246-59.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA-IBGE. **Manual técnico de geomorfologia**. Rio de Janeiro: IBGE, Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. Rio de Janeiro.1995
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA-IBGE. **Atlas Geográfico Escolar**. Rio de Janeiro: IBGE, 2. Edição, 205 p. 2004.
- IPT (Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo) (1981a) – **Mapa Geomorfológico do estado de São Paulo**. São Paulo, Volume I, 94 p., Escala de 1:1000.000
- IPT (Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo) (1981b) – **Mapa Geológico do Estado de São Paulo**. São Paulo, Volume I, 126 p., Escala de 1:500.000
- JOHANSSON, M. Analysis of digital elevation data for palaeosurfaces in south western Sweden. **Geomorphology**, v. 26, p. 279 – 295, 1999.
- KETZER, J.M., MARTINS, R., DIAS ELIAS, A.R., MARCHIORI, C.A. M., CORREA, I. C. S.Transgressão Marinha na Plataforma Continental Sul e Sudeste Brasileira durante o Holoceno. In: **38.º Congresso Brasileiro de Geologia, Balneário Camboriu-SC**, pg. 423-424, 1994.
- KING, L. C. **The Morphology of the Earth**. Edinburgh: Ollier & Boyd, 1962.

KING, L. J. **Statistical Analysis in Geography**. Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1969.

KING, C. A . M. Trend surface analysis of central Pennine erosion surfaces. **Transactions of the Institute of British Geographers**. V. 47, p. 47 – 59.

LEHMANN, H. Klimamorphologische Beobachtungen in der Serra da Mantiqueira und in Paraíba Tal. Abhandlungen des Geographischen Institut der Frein Universität, Berlin, pág. 67 a 72 (1957); (**transcrito na Not. Geomorfológica** n. 5, 1960, p. 1-6.

MABESOONE, J. M. Ciclicidade e relevo. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. V. 1, p. 68 – 72. 2000.

MABESOONE, J. M.; CASTRO, C. Desenvolvimento Geomorfológico do nordeste brasileiro. **B. Soc. Geol. Núcleo Nordeste**, v.3, p.5-36, 1975.

MAGALHÃES, F.S et al. Análise estrutural do Grupo Bauru na região do Alto Rio do Peixe, estado de São Paulo. **Boletim do 4.º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil**, p. 283-287, 1996.

MATSUKARA, Y. The role of the degree of weathering and groundwater fluctuation in landslide movement in a colluvium of weathered hornblende-gabro. **Catena**, v.27, p.63-78, 1996.

MEIS, M.R.M. As unidades morfoestratigráficas Neokuaternárias do Médio Vale do Rio Doce. **Anais da Academia Brasileira de Ciência**, 49 (3), 1977, pg. 443-459.

MEIS, M.R.M; MACHADO, M.B and CUNHA, S.B. Note on the distribution and origi of Lete Quaternary Ramps near Rio de Janeiro, Brasil. **Anais da Acad. Brasileira de Ciências**, v. 47, p. 269-276, 1975.

MEIS, M.R.M; MONTEIRO, A.M.F. Upper Quaternary “rampas”: Doce River Valley, SE Brazilian Plateau: **Zetischr. Geomorphologie**, v. 23, p. 132-151, 1979.

MEIS, M.R.M.; MOURA, J.R.S. Upper Quaternary sedimentatiosn and hillslope evolution: Southeastern Brazilian Plateau. **American Journal of Science**, Vol. 284, March, p. 241-254, 1984.

MELLO, C. L. et al. Estudo faciológico dos depósitos sedimentares holocênicos com base na estrutura deposicional – médio vale do Paraíba do Sul. In: SBJ/RJ, **Simpósio de Geologia do Sudeste**, 2. São Paulo, Anais, 19 – 26, 1991.

MELLO, C. L. et al. Estratigrafia e relações morfotectônicas da ocorrência de depósitos cenozóicos na área do Cafundo (Barra Mansa, RJ). In: **SBG, Simpósio de Geologia do Sudeste**, 4, Águas de São Pedro. Boletim de Resumos, p. 90, 1995.

MELLO, C. L. **Sedimentação e tectônica cenozóicas no Médio Vale do Rio Doce (MG, Sudeste do Brasil) e suas implicações na evolução de um sistema de lagos**. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências – USP, São Paulo, 275p. 1997.

MELLO, M.S. et al 1985 – Geologia e Evolução do Sistema de Bacias Trafogênicas Continentais do Sudeste do Brasil. **Revista brasileira de Geociências**, 15 (3), p. 193-201, setembro de 1985.

MELLO, M.S. et al. Sedimentação e Tectônica de Resende – RJ. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, n. 57 (4), p. 467-479. 1985

MELLO, M. S., CLAUDINO-SALES, V. PEULVAST, J.P. SAADI, A. MELLO, C.L. Processos e produtos morfogenéticos continentais. In: **Quaternário do Brasil**. Souza, et al. (org). Holos Editora. ABEQUA. Ribeirão Preto, 2005. P. 258-275.

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

MILLOT, G. Planation of continents by intertropical weathering and pedogenic processes. In: MELFI, A. J. & CARVALHO, A. **Lateritisation Processes. Proceedings IInd International Seminar on Lateritisation Processes**. São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísico - USP, 1983. p.53-63.

MISSURA, R. **Análise Morfométrica do Maciço do Passa Quatro SP/MG**. Trabalho de Graduação realizado junto ao DEPLAN/IGCE/UNESP- Campus de Rio Claro, 56 p, 2002.

MODENESI, M.C. Intemperismo e Morfogênese no planalto de Campos do Jordão. **Revista Brasileira de Geociências**, 10, 213-225. 1980.

MODENESI, M. C. G. & TOLEDO, M. C. M. Weathering and formation of hillslope deposits in the tropical highlands of Itatiaia – south-eastern Brazil. **Catena**, v.27, p.81-104, 1996.

MODENESI GAUTIERI, M.C. Hillslope deposits and the Quaternary evolution of the altos campos – Serra da Mantiqueira, from Campos do Jordão to the Itatiaia

Massif. 31<sup>st</sup> International Geological Congress, Rio de Janeiro, **Revista Brasileira de Geociências**. 30(3): 504-510. 2000.

MONTEIRO, C.A.F. – Clima. In: **Geografia do Brasil** – Grande Região Sul. Vol. IV Tomo II, Rio de Janeiro. p 117 – 129, IBGE 1968.

MORALES, R. **Neotectônica em Ambiente Intraplaca**: exemplos da região sudeste do Brasil. UNESP-Rio Claro. Livre Docência. 201 p. 2005.

MOTTI, C. P. – As Glaciações Quaternárias e suas Repercussões nos Litorais das Regiões Intertropicais; em particular do Oceano Atlântico. **Bol. Do Núcleo de Recursos Didáticos** 51, Salvador, 1972, 30 p.

talhada

MOURA, J. R. S. & MEIS, M. R. M. Contribuição à estratigrafia do Quaternário Superior no médio vale do rio Paraíba do sul, Bananal (SP). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 58, p. 89 – 102, 1986.

MOURA, J. R. S.; MELLO, C. L. Classificação aloestratigráfica do Quaternário superior da região de Bananal (SP/RJ). **Revista Brasileira de Geociências**. V. 21, p. 236 – 254, 1991.

MOURA, J. R. S. & SILVA, T. M. Complexo de rampas de colúvio. In: Cunha, S. N.; Guerra, A. J. T. **Geomorfologia do Brasil**, Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, 1998, 338 p.

MOURA, J.R.S., MELLO, C.L., BARROS, M.A., BARTH-FIOCRUZ, O.M. O limite Pleistoceno-Holoceno no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. In **Anais do IV Congresso da ABEQUA**, São Paulo 5 a 8 /07 de 1993. p.15-16

MOUSINHO, M. R. & BIGARELLA, J. J. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas. **Boletim Paranaense de Geografia**, v.16/17, p.43-84, 1965.

MOUSINHO, M.R. & MONTEIRO, A.M.F. Upper Quaternary “rampas”: Doce river valley, Sotheastern Brazilian plateau. **Zeitschrift fuer Gemorphologie**, v. 23, p.132-151, 1979.

MOUSINHO, M.R. & MOURA, J.R.S. Upper Quaternary sedimentation and hillslope evolution: southeastern Brazilian plateau. **Americam Jornal of Science**, v. 284, p. 241-254, 1984.

NEUMANN, V. H. ; MABESOONE, J. M. Relief correlated sediments on land and under the sea. In: !4<sup>th</sup> **International Sedimentological Congress**, Recife, Brazil. Abstracts, p. 59 – 60, 1994.

NEVES M. A. MORALES N. A. SAAD R. Coberturas Sedimentares Cenozóicas da Bacia do Rio Jundiaí – SP. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 24, n. 3, p. 289-303, 2005

OLIVEIRA, J. B. (1999), Solos do estado de São Paulo: descrição das classes registradas no mapa pedológico. Instituto Agrônomo, Campinas, **Boletim Científico N.º 45**, 112 p.

OLIVEIRA, J.B. et al. **Mapa pedológico do estado de São Paulo**. Legenda Expandida. IAC, 64 p. 1999.

OLIVEIRA, J.B.et al. **Mapa pedológico do estado de São Paulo** . Escala de 1:500.000. IAC, 64 p. 1999.

OLIVEIRA, P.E. (et al) Paleovegetação e paleoclimas do Quaternário do Brasil. n: **Quaternário do Brasil**. Souza, et al. (org). Holos Editora. ABEQUA. Ribeirão Preto, 2005. p. 52-74.

PARIZZI, M. G. et al. Genesis and environmental history of Lagoa Santa, south-eastern Brazil. **The Holocene**, v. 8, p. 311 – 321, 1998.

PENALVA, F. Sedimentos Neo-cenozóicos nos vales dos rios Jundiaí, Atibaia e Jaguari (Estado de São Paulo). **Boletim Paulista de Geografia**, N. 46, 1971, p. 107-138.

PEREIRA, R. M., ÁVILA, C. A., MOURA, C. A. V. Geologia da região entre Resende e São José do Barreiro e idade <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb do Granito do Funil, segmento central da Faixa Ribeira (RJ-SP), Brasil. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 20, n. 1, p. 37-48, 2001.

QUEIROZ NETO, J. P. – Geomorfologia e Pedologia. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. Ano 01, n.º 01, . 59-67, 2000.

RAYNAL, R. Lês formations de versants et l´évolution climatique dans la Serra da Mantiqueira. Zets. Fur Geomorphologie, Band I, Hefte 3, pág. 279-289 (**transcrito na Not. Geomorfológica** n. 9/10, p. 43-47,1962.

READING, H. G. **Sedimentary Environments and Facies**. London: Blackwell, 1996.

RHOADS, B. L. & THORNS, C. E. Observation in geomorphology. In **The Scientific Nature of Geomorphology**. London: Wiley, 1996. P. 21 – 56.

RICH, J.L. Problemas na Geomorfologia Brasileira suscitados por pesquisas efetuadas no verão de 1951. **Boletim Geográfico**, n. 177, 1963, p.665-710.

- RICCOMINI, C. **O Rift Continental do Sudeste Brasileiro**. IG/USP, São Paulo, Tese de Doutorado, 1989 p. 256 p.
- RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L.G.; FERRARI, A.L. 2004. Evolução Geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. *In*: V. Mantesso Neto; A. Bartorelli; C. D. R. Carneiro; B. B. B. Neves (Orgs.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Editora Beca, São Paulo: 383-405
- ROSS, J.L.S.; MOROZ, I.C. **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo**. USP, São Paulo, 64 p. Volume I, escala 1:500.000, 1997.
- RUHE, R. **Geomorphology: Geomorphic processes and surficial Geology**. Houghton Mifflin Co: 246 pp.
- RUXTON, B. P. & BERRY, L. Weathering of granite and associated erosional features in Hong Kong. **Geological Society of America Bulletin**, v.68, p.1263-1292, 1957.
- \_\_\_\_\_. Weathering profiles and geomorphic position on granite in two tropical regions. **Revue de Geomorphologie Dynamique**, v.12, p.16-31, 1961.
- SAADI, A. et al. Vulcanismo Extrusivo e Tectônica Cretáceos no Centro Sul de Minas Gerais. **Boletim 3.º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos**, Rio Claro, 1991.
- SAADI, A. et al. Informações sobre a Neotectônica e Morfogênese de Minas Gerais. **Boletim 3.º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos**, Rio Claro, 1991.
- SAADI, A. Elementos de Discussão da neotectônica Brasileira. **XXX Semana de Estudos**, Ouro Preto, N.º 22, 1-12, 1992.
- SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: Esboço e Interpretações Preliminares. **Geonomos**. 1(1) 1-15. 1993.
- SALGADO-LABOURIAU, M. L. Late quaternary palaeoclimate in the savannas of South America. **Journal of Quaternary Science**, v. 12, p. 371 – 379, 1997.
- SALVADOR, E.D.; C. RICCOMINI. Neotectônica da região do Alto estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). **Revista Brasileira de Geociências**, 25(3): p. 151-165, 1995.
- SANT'ANNA NETO, J.L., ZAVATINI J.A. (org.) **Variabilidade e Mudanças Climáticas, implicações ambientais e socioeconômicas**. EDUEM – Maringá/PR, 2000. 259 p.

SANTOS, M. **Serra da Mantiqueira e Planalto do Alto Rio Grande: A bacia terciária de Aiuruoca e evolução morfotectônica**. IGCE/UNESP – Rio Claro, Tese de Doutorado, 2V.134 p.1999.

SÃO PAULO. Sistema de Informações para o Gerenciamento de Recursos Hídricos do Estado de São Paulo. Banco de dados pluviométricos do estado de São Paulo. Disponível em: <<http://www.sigrh.sp.gov.br/cgi-bin/bdhm.exe/plu>> acesso em 24 de Agosto de 2007.

SCHEIDEGGER, A. E. – The catena principle in Geomorphology. In: **Zeitschrift fur Geomorphologie** N.F. 30 (3): 257 – 273, Berlin Stuttgart, 1986.

SCHUMM, S. A. **The Fluvial System**. Chichester: Wiley, 1977. Chichester.

SELBY, M. J. **Earth's Changing Surface**. London: Clarendon, 1992

SERVANT, M. Climatic variations in the low continental latitudes during the last 30.000 years. In MORNER, N.A. & KARLEN, W.ed. **Climatic changes on a yearly to millennial basis**. D. Reidel Publishing Company. Boston. p. 117-120, 1984.

SEVERIANO RIBEIRO, H. J. P. – **Estratigrafia de Seqüências, fundamentos e aplicações**. Ed. Usisinos, 428 p. 2002.

SILVA, T. M. et al. Relief compartments in the middle valley of Paraíba do Sul river and other neighboring mountainous areas (southeastern Brazilian plateau), morphotectonics relationships. In: **GEOVEG 99 IGU-GERTEC Meeting (IGU/UFRJ)**, Rio de Janeiro, p. 40, 1999.

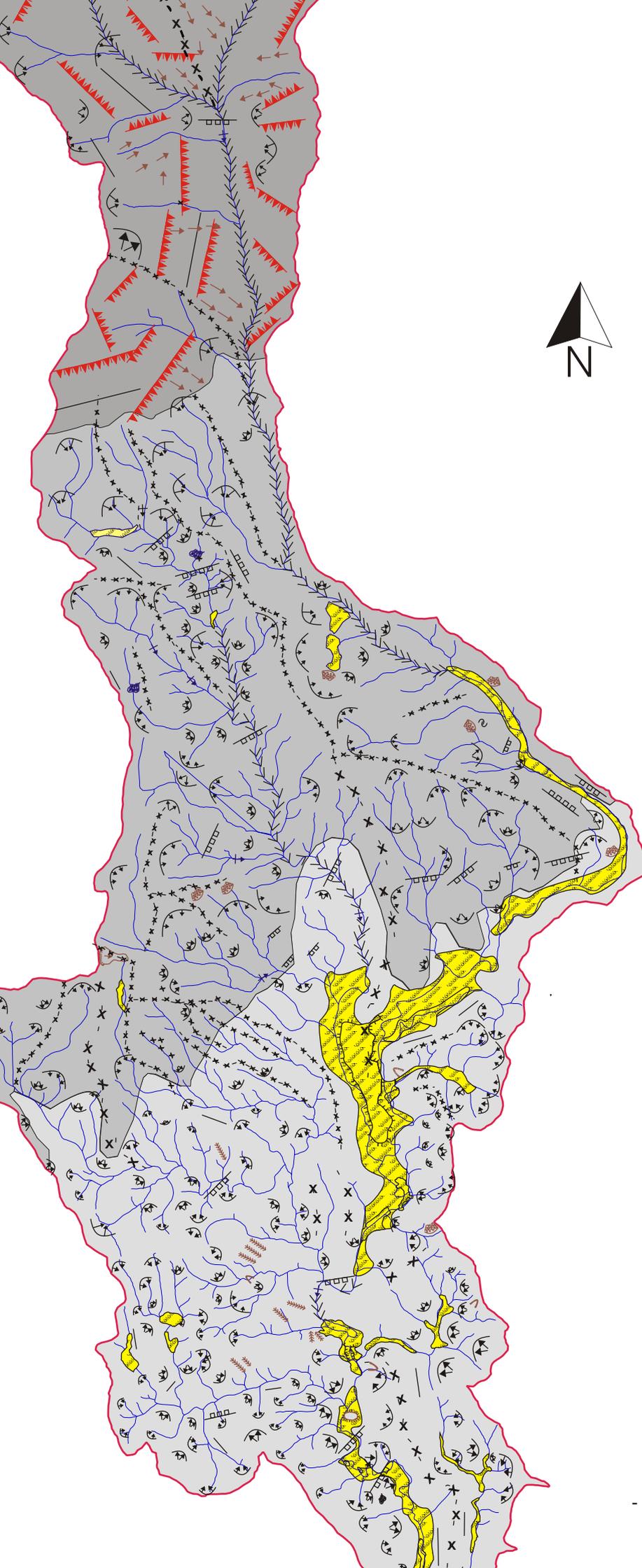
SILVA, T.M. MONTEIRO, H.S. CRUZ, M. A. MOURA, R.J. Anomalias de Drenagem e Evolução da Paisagem no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (RJ/SP). **Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ**. Vol. 29 - 2 / 2006 p. 210-224

SUGUIO, K. As mudanças climáticas da terra e seus registros, com ênfase no quaternário. In: **Variabilidade e Mudanças Climáticas, implicações ambientais e socioeconômicas**. EDUEM – Maringá/PR, 2000. pg. 29-50.

TATUMI, S. H. et al. **Optical dating using feldspar from Quaternary alluvial and colluvial sediments from SE Brazilian plateau, Brazil**. Radiation Measurements, (no prelo), 2002.

TATUMI, S. H. et al. **Optical dating using feldspar from Quaternary alluvial and colluvial sediments from SE Brazilian plateau, Brazil**. Radiation Measurements, (no prelo), 2003.

- THOMAS, M. F. **Geomorphology in the Tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes**. Chichester: John Wiley & Sons, Ltd., 1994.
- THOMPSON, R. N. et al. Migrating Cretaceous-eocene magmatism in Serra do Mar alkaline province, SE Brazil: melts from the deflected Trindade mantle plume ? **Journal of Petrology**, v. 39, p. 1493 – 1526, 1998.
- TREWIN, N. H. Use of the scanning electron microscope in sedimentology. In: TUCKER, M. **Techniques in Sedimentology**. London: Blackwell, 1995, p. 229 – 273.
- TRICART, J. Principes et méthodes de La géomorphologie. Paris, Masson. 496 p. 1965.
- TSUKAMOTO, Y.T.O. e NOGUCHI, H. Hydrological and geomorphological studies of debris slides on forested hillslopes in Japan. In: Wallin, D.E. ed. Recent developments in the explanation and prediction of erosion and sediment yield. Inter. **Assoc. of Hydrol. Sci. Publ.**, 137:89-98, 1982.
- VERSTAPEN, H.T.; ZUIDAM, R.A. van ITC System of geomorphological survey . Netherlands, Manual ITC Textbook, Vol. VII, Chapter VII.3, 1975.
- WAGNER, G. A. Age Determination of Young Rocks and Artifacts: physical and chemical clocks in **Quaternary geology and archaeology**. Springer, New York: Springer, 1998, 466p.
- WAYLAND, E.J. Pediplains and some other erosions platforms. Annual Report and Bull. Protectorate of Uganda, **Geological Survey Dept. Notes** 1, 74, pp. 376-377, 1933.



- 7508000

- Escarpas da Mantiqueira
- Interflúvios de topos
- Interflúvios de topos

## 2. Formas de Relevo

- Escarpa de Falha
  - Morro Isolado
  - Rampa de Colúvio
  - Cicatriz de Escorregamento
  - Voçoroca
  - Ravinas
  - Sulco Erosivo
  - Cascata e Rápidos
  - Leque Aluvial
  - Acumulação de Terraços e/ou Planícies Fluviais
- Formas de Vales { Em "V"   
 Fundo
- Linha de Cumeada
  - Vertente Côncava
  - Vertente Convexa
  - Vertente Retilínea
  - Colo Topográfico
  - Ruptura Topográfica

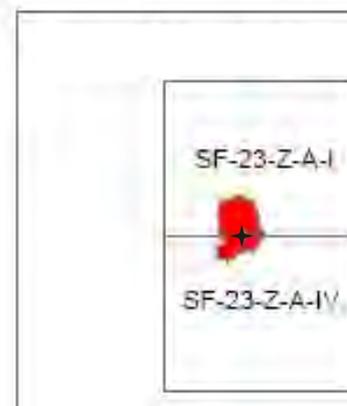
## 3. Convenções Cartográficas

- Limite da Bacia
- Rede de Drenagem

## 4. Localização



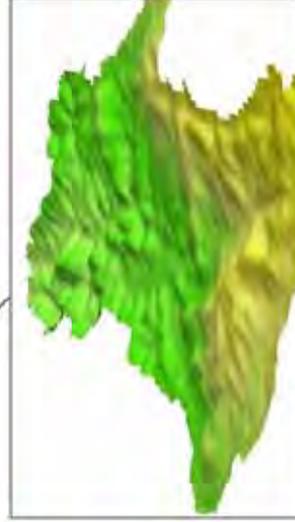
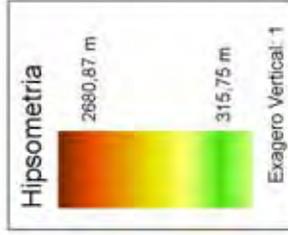
## 5. Articulação da Folha





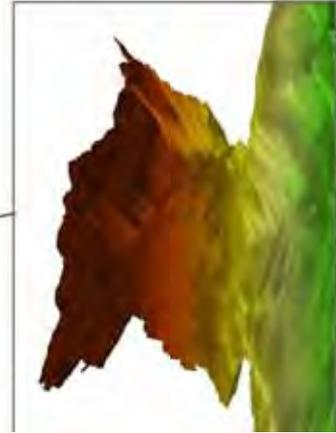
Perfil 1: Vista na direção Sul/Norte

NORTE

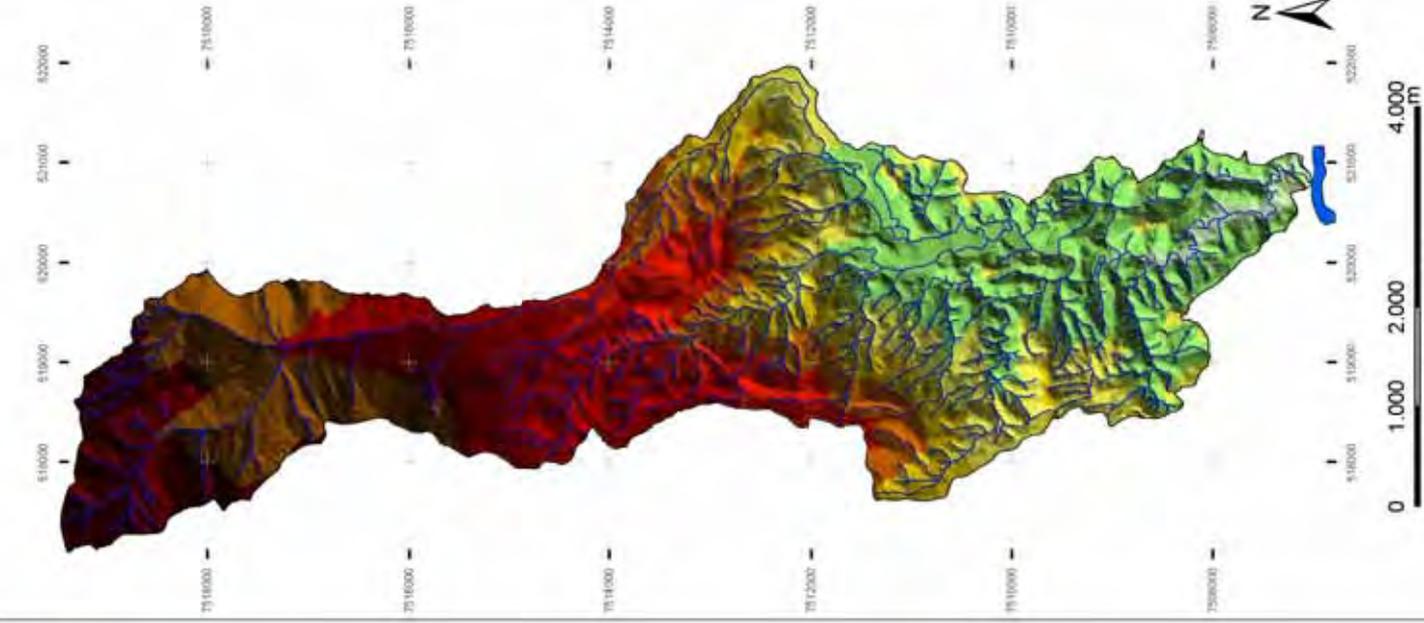


Perfil 2: Vista na direção Norte/Sul

SUL



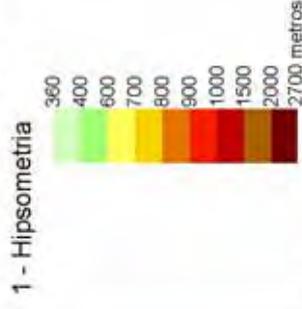
Perfil 3: Vista na direção Sul/Norte



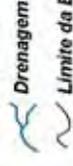
Anexo II

Mapa 2  
Mapa Hipsomorfológico  
da Bacia do Ribeirão Entupido (

LEGENDA



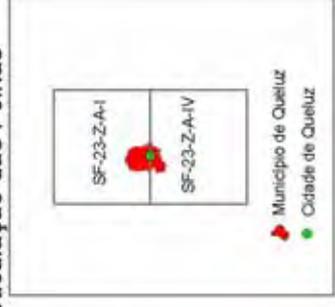
2 - Convenções Cartográficas



3 - Localização



4 - Articulação das Folhas

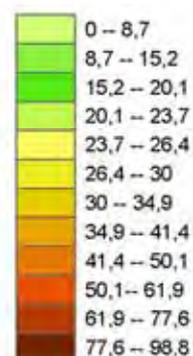


## Anexo III

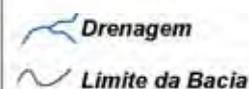
### Mapa 03 Clinografia da Bacia do Ribeirão Entupido (SP)

#### LEGENDA

##### 1 - Classes Clinográficas (%)



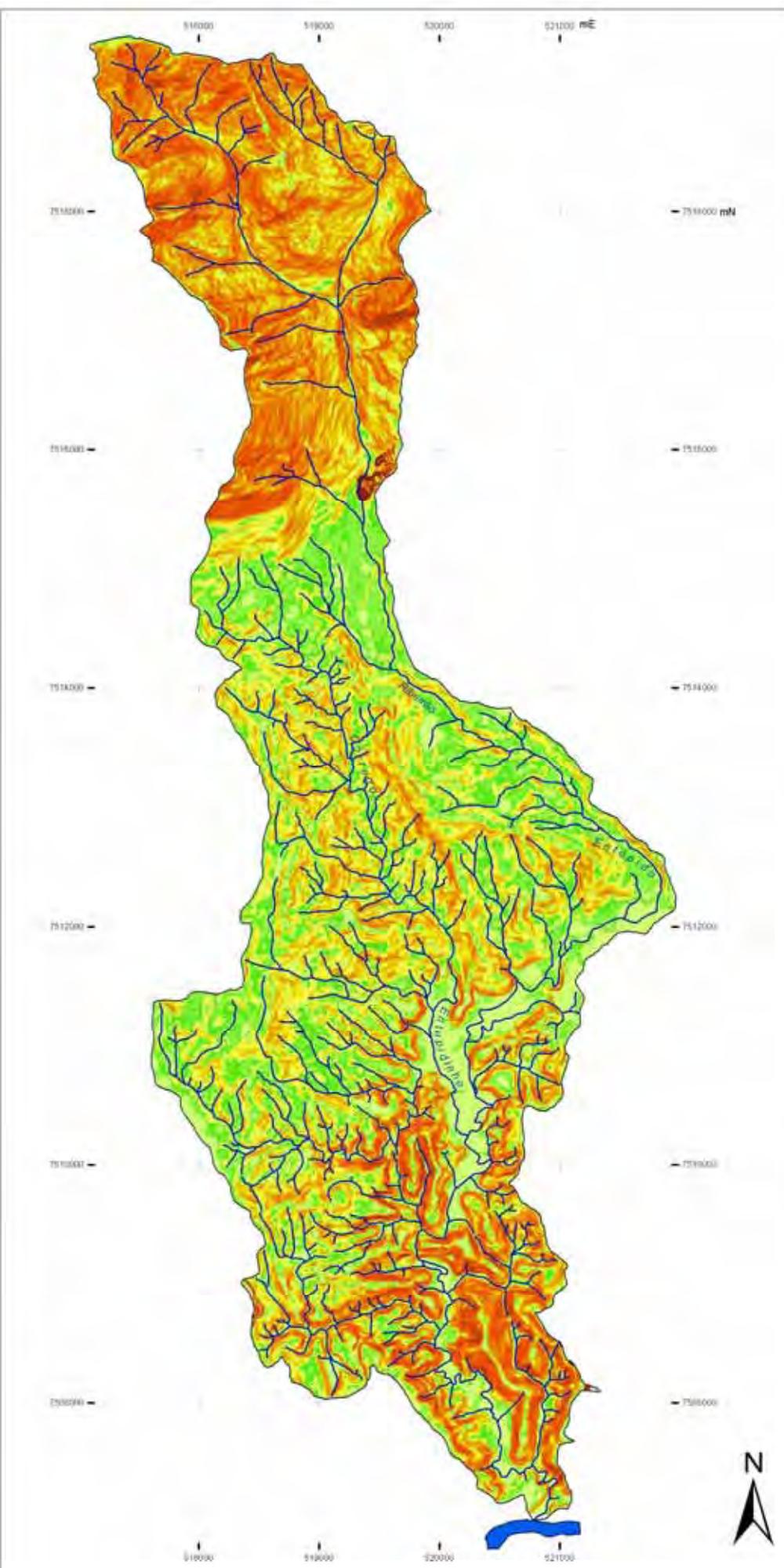
##### 2 - Convenções Cartográficas



##### 3 - Localização



##### 4 - Articulação das Folhas

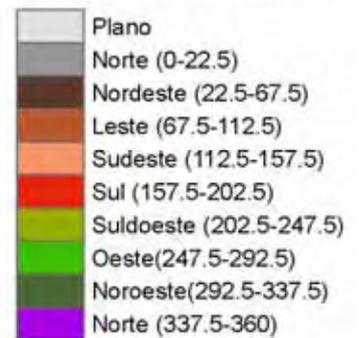


## Anexo IV

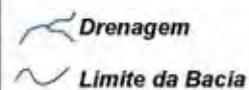
### Mapa 04 Orientação das Vertentes da Bacia do Ribeirão Entupido (SP)

#### LEGENDA

##### 1 - Orientação das Vertentes (Graus)



##### 2 - Convenções Cartográficas



##### 3 - Localização



##### 4 - Articulação das Folhas



0 1.000 2.000 3.000  
m

Projeção: UTM  
Datum horizontal: SAD 69, zona: 19

## Anexo V

### Mapa 05 Mapa de Feições Deposicionais e da Rede de Drenagem da Bacia do Ribeirão Entupido (SP)

#### LEGENDA

##### 1 - Feições Deposicionais

-  Feições Deposicionais  
Flúvio-aluviais  
Colúviais

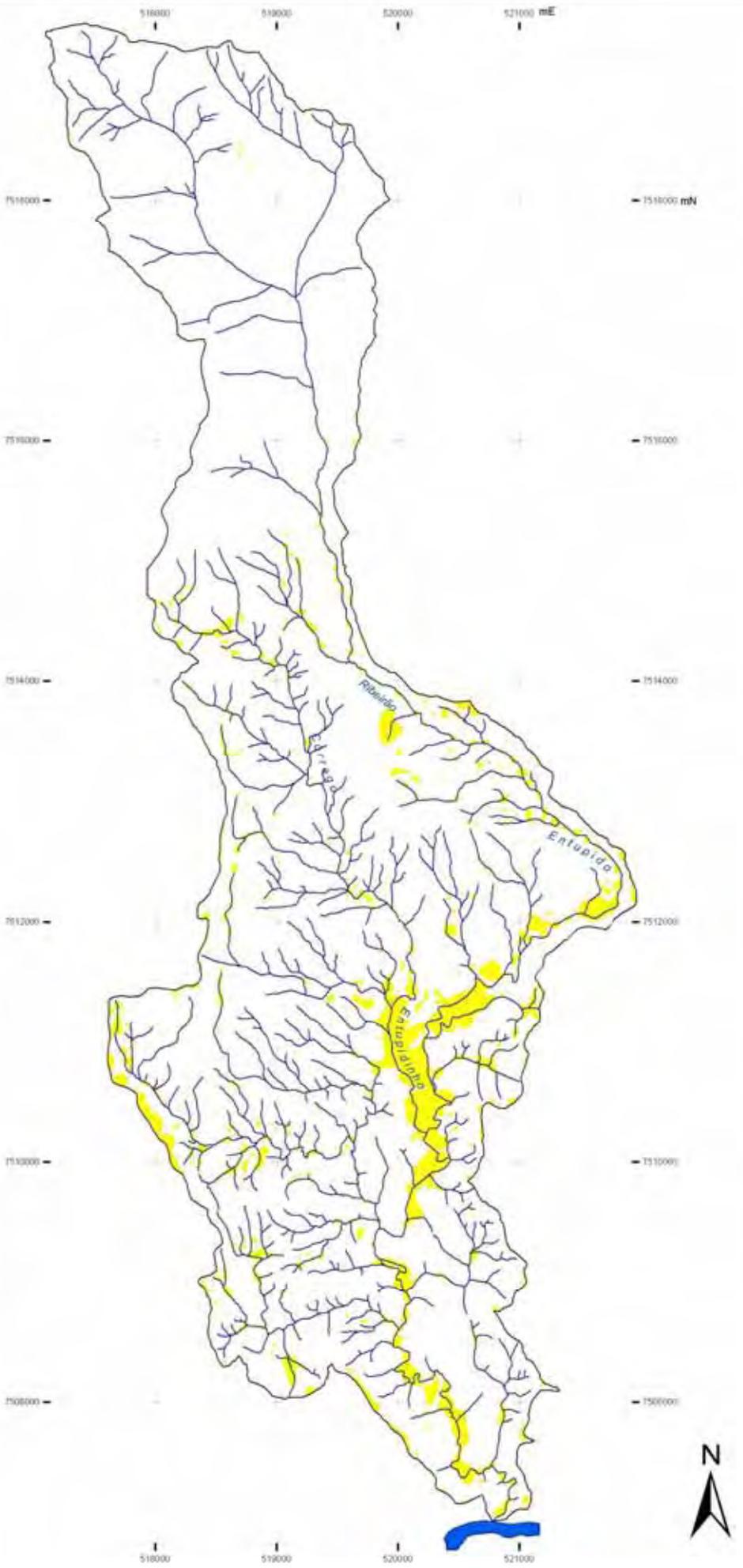
##### 2 - Convenções Cartográficas

-  Drenagem
-  Limite da Bacia

##### 3 - Localização



##### 4 - Articulação das Folhas



0 1.000 2.000 3.000  
m

Projeção: UTM  
Datum horizontal: SAD 69, zona: 19