

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

**CARACTERIZAÇÃO DOS AMBIENTES DEPOSICIONAIS NA BACIA
DO RIBEIRÃO ENTUPIDO, COMPLEXO ALCALINO DO PASSA
QUATRO, ESTADO DE SÃO PAULO**

Emerson Martins Arruda

Orientador: Prof. ^a Dr. ^a Landara Alves Mendes
Co-Orientador: Prof. Dr. Antônio Carlos de Barros Corrêa

Dissertação de Mestrado elaborada junto
ao Programa de Pós Graduação em
Geografia – Área de Concentração em
Organização do Espaço para obtenção
do título de Mestre em Geografia.

Rio Claro (SP)

2004

Comissão Examinadora

Emerson Martins Arruda

Rio Claro, _____ de _____ de _____

Resultado: _____

À minha mãe, Graça

AGRADECIMENTOS

À FAPESP (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo) pelo financiamento do 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” (Processo n.º 00/03960-5), do qual esta Dissertação está vinculada;

Ao coordenador geral do projeto acima relacionado Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher do Departamento de Petrologia e Metalogenia do IGCE/UNESP-Rio Claro, por ter incentivado nossa participação no projeto;

Ao CNPq (Conselho Nacional de Pesquisa), pela bolsa concedida;

Ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, pela atenção e auxílio;

À Prof.^a Dr.^a Iandara Alves Mendes pelos seis anos de compreensão, dedicação materna, trabalhos de enfermagem, amizade, orientação em diversos assuntos e contribuições essenciais nesta pesquisa;

Ao Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa (UFPE), pela orientação, incentivo, compreensão e amizade e pela grande contribuição neste trabalho, sem a qual não seria possível realizá-lo;

Aos amigos do Setor de Estudos Geomorfológicos (SEG); aqueles que passaram, aqueles que ficaram em presença, aqueles que ficaram em coração e aqueles que estão construindo nosso espaço hoje. Minhas desculpas;

Ao Ronaldo, peça chave em nosso meio, pela amizade, diálogos e compreensão nestes últimos dias;

Ao Daniel, grande amigo; pelo incentivo logístico, confidências, compreensão na finalização deste trabalho e pelo auxílio no abstract;

Aos amigos que através de suas presenças e diálogos me incentivaram; José, Jony e Olímpio. Muito Obrigado!

Aos Professores Marcilene dos Santos, Marcelo Pedrosa e Andréa Zacharias pelas oportunidades concedidas;

Aos amigos sumidos, Fabi, Rico, Márcio, Gabi, Cláudio, Lú, Carlos e Regina;

Aos amigos que estão sumindo; Wonder, Davi, Gilson, Flávia e Valéria. Não me esqueçam!!

À Sueli pelo preparo de minhas amostras;

À Beth, pela atenção e eficiência;

À Dona Edna, pelas conversas em manhãs solitárias;

“Ao pessoal do Gastão!!!”

Ao Marcelo e à Gisele pela experiência vivida. Aprendi muito! Aprendam também!

À minha mãe Graça, pelos esforços, dedicação materna, compreensão e carinho, mesmo com os 400 km que nos separam;

À minha irmã Rosana, pelo carinho fraterno e telefonemas;

Enfim, a Deus por todos estes presentes...

SUMÁRIO

Índice.....	ii
Índice de Figuras.....	iv
Índice de Fotos.....	vii
Índices de Tabelas.....	viii
Resumo.....	ix
Abstract.....	x
I – Introdução.....	01
II – Caracterização da Área.....	07
III – Revisão Bibliográfica.....	26
IV – Métodos e Técnicas.....	108
V – Apresentação e Correlação dos Dados.....	120
VI – Considerações Finais.....	153
VII – Referências Bibliográficas.....	160

INDICE

I – INTRODUÇÃO.....	01
II - CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA.....	07
2.1 Escala Regional.....	07
2.2 Escala Local.....	19
III - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	26
3.1 Superfícies de Aplainamento: Conceitos.....	26
3.1.1 Histórico das Superfícies Erosivas no Brasil.....	28
3.2 O Quaternário.....	38
3.2.1 As Glaciações do Quaternário.....	39
3.2.2 Os Depósitos Quaternários.....	39
3.2.2.1 A Fácies Eluvial.....	42
3.2.2.2 A Fácies Coluvial.....	43
3.2.2.3 Leques de Fluxos de Gravidade.....	44
3.2.3 As Glaciações Quaternárias e Variações do Nível do Mar.....	45
3.3 Morfogênese e Pedogênese nas Regiões Quentes e Úmidas.....	47
3.4 O Significado dos Sedimentos Alúvio-Coluvionares como Marcadores.....	54
3.4.1 Rampas de Colúvios.....	58
3.4.2 Modelos Evolutivos dos Complexos de Rampa.....	60
3.4.3 Datação Relativa em Rampas Colúvias.....	71
3.4.4 A Influência do Clima na Geração de Colúvios.....	74
3.5 Tentativas de Resgate Paleoecológico no Brasil.....	77
3.6 Depósitos Recentes e Eventos Tectônicos Quaternários.....	84
3.6.1 Importância da Tectônica Recente nos Estudos Geomorfológicos.....	84
3.6.2 Aspectos Neotectônicos da Área do Médio Paraíba do Sul.....	91
3.7 Análise Morfoestratigráfica.....	94
3.7.1 Estratigrafia de Sequências.....	94
3.7.2 Parâmetros Morfoestratigráficos.....	94
3.7.3 Aloestratigrafia.....	95
3.8 Aspectos Morfoestruturais e Estratigráficos da Região do Médio Vale do Paraíba do Sul.....	99

3.8.1 Litoestratigrafia.....	101
3.9 Evolução Mesozóico-Cenozóico da Região Sudeste Brasileira.....	103
IV – MÉTODOS E TÉCNICAS.....	108
4.1 Mapeamento Geomorfológico.....	108
4.2 Análise Morfoestrutural.....	109
4.3 Análise Morfoestratigráfica.....	109
4.4 A Datação dos Sedimentos.....	109
4.4.1 O Método da Regeneração Total	112
4.5 Análise Morfométrica da Rede de Drenagem.....	113
4.5.1 Análise do Perfil Longitudinal.....	115
4.5.2 Índices RDE.....	116
4.6 Análise Morfométrica do Relevo: Paleo-superfícies.....	117
4.7 (MDT) Modelo Digital do Terreno.....	119
V – APRESENTAÇÃO E CORRELAÇÃO DOS DADOS.....	120
VI – CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	153
VII – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	160

INDICE DE FIGURAS

Figura 01 – Localização da Bacia do Ribeirão Entupido.....	06
Figura 02 – Unidades Litoestratigráficas do Estado de São Paulo.....	09
Figura 03 – Mapa Geológico da Província da Mantiqueira Oriental e Serra do Mar, destacando-se a localização das Intrusões Alcalinas.....	14
Figura 04 – Divisão Geomorfológica do Estado de São Paulo, IPT(1981).....	17
Figura 05 – Divisão Geomorfológica do estado de São Paulo segundo ROSS & MOROZ (1997).....	18
Figura 06 – Evolução do Solo de acordo com a intensificação da Umidade.....	21
Figura 07 – Temperatura Máxima Absoluta na Região Sudeste Brasileira.....	24
Figura 08 – Temperatura Mínima Absoluta na Região Sudeste Brasileira.....	24
Figura 09 – Bloco-diagrama esquemático da Evolução dos complexos de rampa.....	63
Figura 10 – Modelo Depositional de um Anfiteatro.....	64
Figura 11 – Modelo indicando Acumulação de Sedimentos em Cabeceiras de Drenagem.....	68
Figura 12 – Elementos Geomórficos de Encostas em Cabeceiras de Drenagem.....	62
Figura 13 – Domínios Naturais da América do Sul, segundo proposta de Ab´Sáber (1977).....	69
Figura 14 – Desenvolvimento de perfis tipo stone line em Ambiente Laterítico.....	73
Figura 15 – Diversos Tipos de Relevo Deformados por Falhas.....	87
Figura 16 – Anomalias geomorfológicas indicadoras de atividades neotectônicas relacionadas a escarpas de falha e lineamentos.....	88
Figura 17 – Anomalias geomorfológicas indicadoras de atividades neotectônicas relacionadas a depósitos superficiais deformados.....	88

Figura 18 – Anomalias geomorfológicas indicadoras de atividades neotectônicas relacionadas a interflúvios e vertentes.....	89
Figura 19 – Anomalias geomorfológicas indicadoras de atividades neotectônicas relacionadas à rede de drenagem.....	89
Figura 20 – Anomalias geomorfológicas indicadoras de atividades neotectônicas relacionadas à disposição geométrica-espacial dos depósitos superficiais.....	90
Figura 21 – Exemplo de classificação aloestratigráfica de depósitos aluvionais e lacustres em um gráben.....	96
Figura 22 – Coluna Estratigráfica (Quaternário Superior) da região do Bananal segundo Moura & Mello (1991).....	98
Figura 23 – Coluna estratigráfica para os sedimentos cenozóicos na região do Alto Estrutural de Queluz (SP).....	102
Figura 24 – Coluna estratigráfica das Bacias do Rifte Continental do sudeste do Brasil e as Fases Tectônicas Documentadas.....	106
Figura 25 – Método Regenerativo - Interpolação da dose natural sobre a reta que une os pontos obtidos para as doses regeneradas de radiação b, dadas no laboratório.....	113
Figura 26 – Sobreposição da reta de melhor ajuste ao perfil longitudinal.....	116
Figura 27 – Carta de Declividade da Bacia do Ribeirão Entupido.....	121
Figura 28 – M.D.T. Da Bacia do Ribeirão Entupido (1:50.000).....	128
Figura 29 – M.D.T. 1 de Setor da Bacia do Ribeirão Entupido.....	129
Figura 30 – M.D.T. 2 de Setor da Bacia do Ribeirão Entupido.....	130
Figura 31 – M.D.T. 3 de Setor da Bacia do Ribeirão Entupido.....	131
Figura 32 – Paleo-superfície Aplicado às Folhas Santos e Volta Redonda (1:250.000).....	133
Figura 33 – Bloco Virgínia, Passa Quatro, Agulhas Negras, Lorena, S.J. do Barreiro (1:50.000).....	133
Figura 34 – Bloco Virgínia, Passa Quatro, Agulhas Negras (1:50.000).....	133
Figura 35 – Bloco Virgínia, Passa Quatro, Agulhas Negras, Lorena, S.J. do Barreiro, visualização de detalhe (1:50.000).....	133

Figura 36 – Perfil Longitudinal do Ribeirão Entupido.....	135
Figura 37 – Visualização Tridimensional da Distribuição dos índices RDE nas Bacias que drenam do Maciço Passa Quadro.....	137
Figura 38 – Agrupamento dos índices RDE por setor do Maciço do Passa Quatro.....	138
Figura 39 – Distribuição dos índices RDE na bacia do Ribeirão Entupido.....	139
Figura 40 – Área Localizada na Fazenda Vargem Grande, na bacia do Córrego das Cruzes.....	140
Figura 41 – Aspectos da área de coleta das amostras SR 01 e SR 02, Médio/alto curso do Ribeirão Entupido.....	143
Figura 42 – Interpretação da deposição coluvial nos alvéolos desarticulados na área de coleta das amostras SR01 e SR02.....	145
Figura 43 – Seção vertical no médio curso do Ribeirão Entupido	148
Figura 44 – Seção vertical de Terraço Erosivo do Ribeirão Entupido.....	149
Figura 45 – Seção vertical de terraço erosivo com sedimento aluvionar.....	150

INDICE DE FOTOS

Foto 01 – Técnicas de Coleta de sedimentos para Datação por LOE; introdução do Tubo de PVC.....	111
Foto 02 – Aspecto da Soleira Gnáissica no Baixo Curso do Rio Entupido.....	122
Foto 03 – Anfiteatro desarticulado na Alta Bacia do Ribeirão Entupido.....	123
Foto 04 – Episódios de Coluvionamento e Retomada da Dinâmica Fluvial.....	124
Foto 05 – Vale entulhado por Sedimentos em Afluente do Ribeirão Entupido.....	124
Foto 06 – Vale confinado em Afluente do Ribeirão Entupido.....	125
Foto 07 – Setor do Baixo Curso do Ribeirão Entupido.....	126
Foto 08 – Aspectos Morfológicos de talude vinculado Terraço Fluvial na Média Bacia do Ribeirão Entupido.....	151
Foto 09 – Visão parcial de soleira gnáissica recoberta por cascalheira em processo de dissecação.....	151

INDICE DE TABELAS

Tabela I – Relação entre as Idades e as Rupturas encontradas no Talude Continental.....	46
Tabela II – Feições Depositionais e seus Significados Geomorfológicos.....	59
Tabela III – Tipologias para Anfiteatros.....	61
Tabela IV – Tentativas de Reconstituição Paleoecológica para o Território Brasileiro (I).....	79
Tabela V – Tentativas de Reconstituição Paleoecológica para o Território Brasileiro (II).....	80
Tabela VI – Tentativa de Reconstituição do Quaternário Tardio por C¹⁴ segundo proposta de Thomas (1994).....	82
Tabela VII – Tentativa de Resgate Paleoecológico no Médio Vale do Rio Doce por Mello (1997).....	83
Tabela VIII – Distribuição anual de Th, U e K-40 nos sedimentos coletados no vale do Rio Entupido, Maciço do Passa Quatro, SP.....	112
Tabela IX – Cálculo das idades finais para as 05 amostras do vale do Rio Entupido, Maciço do Passa Quatro, SP.....	139

Resumo

O trabalho aqui apresentado se insere no contexto do 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”, e tem como coordenador geral, o Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher do Departamento de Petrologia e Metalogenia do IGCE/UNESP-Rio Claro, sendo financiado pela FAPESP (Processo n.º 00/03960-5). Esta pesquisa teve como objetivo analisar os eventos deposicionais, esculturadores do relevo, na bacia do Ribeirão Entupido, Serra da Mantiqueira, Estado de São Paulo, a partir do estudo morfoestratigráfico dos depósitos recentes da área. As feições deposicionais registradas em campo foram analisadas visando à definição de áreas tipo para coleta de amostras. Análises de datação foram realizadas com o material amostrado. As relações de conectividade entre as unidades deposicionais foram testadas a partir dos resultados de análises sedimentológicas e granulométricas. As análises foram enriquecidas pela datação absoluta do material sedimentar por LOE (Luminescência Opticamente Estimulada) do quartzo e do feldspato. O cruzamento de dados relativos às diversas técnicas aplicadas forneceu subsídios para a compreensão dos mecanismos que comandam a morfogênese na bacia em foco ao longo do último milhão de anos.

Palavras chave: análise geomorfológica, morfoestratigrafia, índices morfométricos, rampas de colúvio, datação por luminescência (LOE).

Abstract

The research presented here inserts in the context of the thematic project “History of the Exhumation of the South American Platform in the southeastern Brazil: Thermochronology by Fission Track Analysis and Ar/Ar and Sr/Nd systematics”, and it has as general co-ordinating Prof. Dc. Peter Christian Hackspcher from IGCE/Unesp – Rio Claro, at the Department of Petrology and Metallogy, being financed for FAPESP (Process nº 00/03960-5). This research had as objective to analyze the depositional events, sculpture of the relief, at the River Entupido's basin, Mantiqueira's Sierra, State of São Paulo, from the morphostratigraphic study of the recent deposits of the area. The main found and registered in field had been analyzed aiming at to the definition of areas type for collection of samples. Analyses of dating were realized through the showed sample. The relations of connection among the main units had been tested from the results of sedimentological and granulometrics analyses. The analyses had been enriched by the absolute dating of the sedimentary material by OSL (Optically Stimulated Luminescence) of the quartz and the feldspar. The data were compared many ways of techniques and gave us subsidies to insight of the mechanisms that commands morphogenesis in the basin analyzed the last million of years.

Keywords: geomorphological analysis, morphostratigraphical, luminescence dating (OSL), hillslope sediments, morphometricals indicators

I - INTRODUÇÃO

Esta dissertação de mestrado se insere no 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”, e tem como coordenador geral, o Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher do Departamento de Petrologia e Metalogenia do IGCE/UNESP-Rio Claro, sendo financiado pela FAPESP (Processo n.º 00/03960-5). O projeto temático em tela envolve não apenas pesquisadores e alunos da UNESP, mas também pesquisadores vinculados a outras instituições como o Instituto de Física da UNICAMP, Instituto de Geociências da Universidade de Guarulhos, Instituto de Geociências USP, UFMT, IPEN e IPT. Fora do Brasil o projeto conta com a colaboração do IGGI-Pisa e Universidade Pavia da Itália e IPEN/Lima do Peru.

A presente pesquisa integra resultados do Grupo de Estudos Quaternários, coordenado pela Prof.^a Dr.^a Iandara Alves Mendes, do DEPLAN/IGCE/UNESP- Rio Claro e co-orientação do Prof. Dr. Antonio Carlos de Barros Corrêa do Departamento de Geografia da UFPE, objetivando a análise dos eventos deposicionais na bacia do Ribeirão Entupido, Maciço Alcalino do Passa Quatro, Estado de São Paulo, a partir do estudo morfoestratigráfico dos depósitos recentes da área.

A análise da origem e evolução do relevo através dos depósitos correlativos caracteriza-se como 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 registros paleoambientais, principalmente nas regiões quentes e úmidas.

Constata-se assim a necessidade de se realizar nos estudos morfoestratigráficos e morfotectônicos, a análise dos sedimentos cenozóicos, sua espacialização e a da drenagem que lhe escava, objetivando interpretar a dinâmica que se processa no relevo, identificando assim quais os agentes envolvidos em sua formação.

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 – mantém uma estreita relação com a morfologia superficial contemporânea.

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 sobre materiais que resgatam a história erosiva/deposicional da área.

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

Desta forma, as sequências deposicionais do ribeirão Entupido foram submetidas a uma análise aloestratigráfica, na qual se buscou correlacionar os depósitos sedimentares à já bem estabelecida coluna estratigráfica da região do rio Bananal (Mello et al., 1991), no caso dos eventos de magnitude regional reconhecida. No entanto, também foram identificadas a ocorrência de controles locais, e portanto um certo grau de unicidade, relacionados à deposição das sequências 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 colmatção 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 Estimada (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 se integra no contexto do projeto temático, estabelecendo uma cronologia para os episódios mais recentes de sedimentação. Desta forma, o estudo das unidades morfoestratigráficas pode contribuir diretamente para a análise da denudação, 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.

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 a 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 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, por se

tratar de um curso de baixa ordem na hierarquia fluvial regional, 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 e disposição das formações superficiais.

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 (< 1Ma), visando recompor sua história morfogenética recente, e as principais variáveis formativas.

O objetivo geral deste trabalho portanto, foi o de identificar áreas deposicionais tipos da Bacia do Ribeirão Entupido visando a 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. Os resultados, por fim, foram integrados aos dados obtidos pelos demais grupos participantes do projeto temático, visando adicionar informações sobre a história erosiva da região, englobando os eventos formativos mais recentes aos dados denudacionais de longo-prazo obtidos por outras abordagens metodológicas.

De modo geral buscou-se analisar a origem e desenvolvimento da bacia do Ribeirão Entupido através da análise morfoestratigráfica. No entanto, a falta de dados vinculados a micromorfologia, não permitiu o estabelecimento de uma coluna estratigráfica para a área analisada. Visando oferecer subsídios para uma melhor compreensão da área e dos fenômenos a ela vinculados foram abordados de forma detalhada os aspectos vinculados a revisão bibliográfica e análise regional.

A extensa revisão bibliográfica objetivou a aquisição de fundamentação teórica para a análise coerente dos resultados das diversas técnicas empregadas neste trabalho.

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)

Dois aspectos foram determinantes para a escolha da área de estudos. Um primeiro aspecto importante refere-se ao fato da 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 envolve a técnica de Datação por LOE, que exige em áreas de clima quente e úmido a análise em grãos de feldspato, para a obtenção de dados coerentes que permitam reconstituições da paleopaisagem local. Como o Maciço de Passa Quatro refere-se a um intrusão alcalina é notório encontrar nas formações superficiais da área, material composto por grande quantidade de minerais de feldspato.

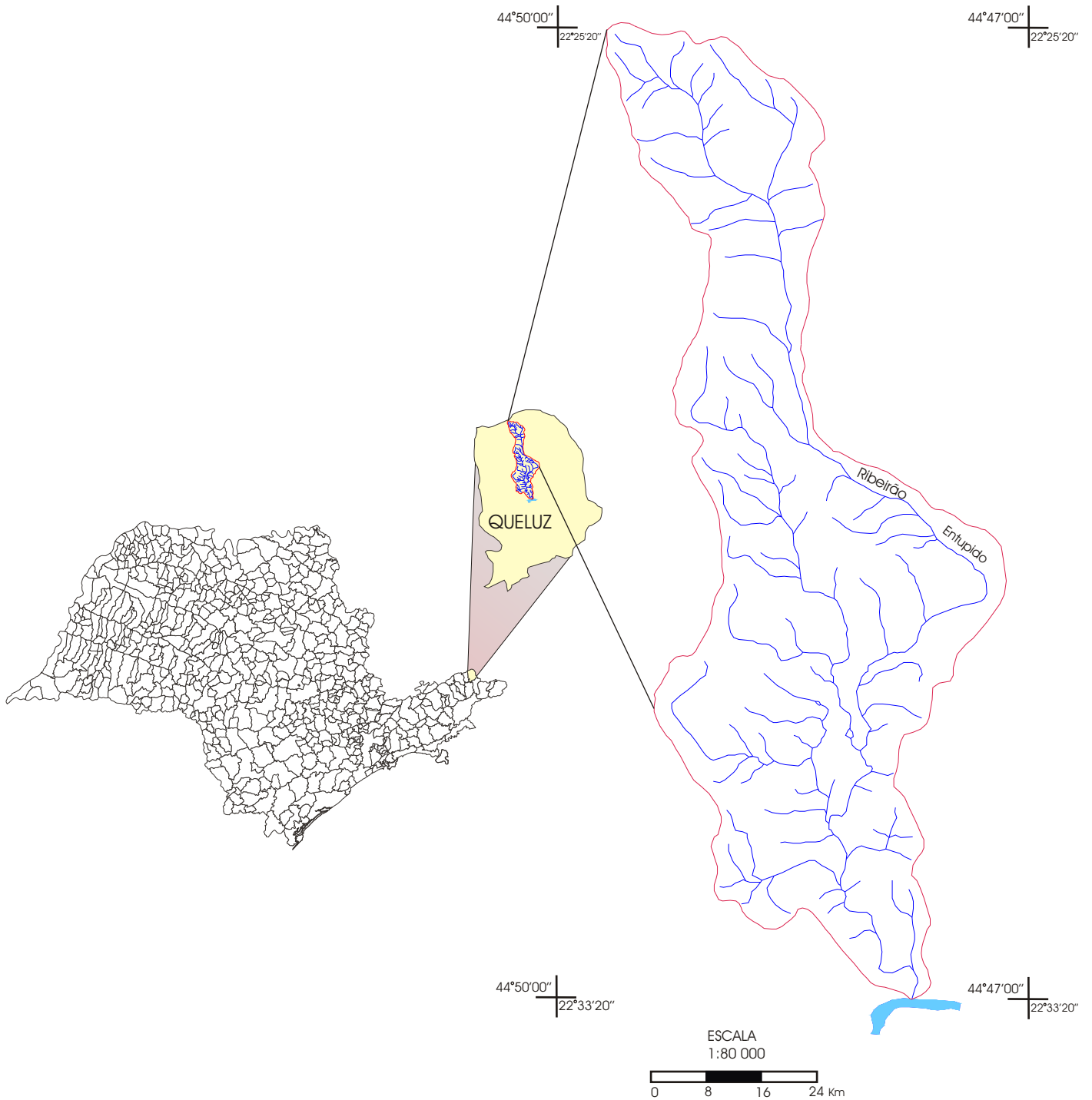


Figura 01 - Localização da Bacia do Ribeirão Entupido. Modificado de IBGE (1974).
Org.: Arruda (2002)

II - CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

2.1 Escala Regional

De acordo com Almeida et al (1984), a área de estudos do ponto de vista 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, metamorizadas 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 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 (Figura 02).

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 tinguaitica.

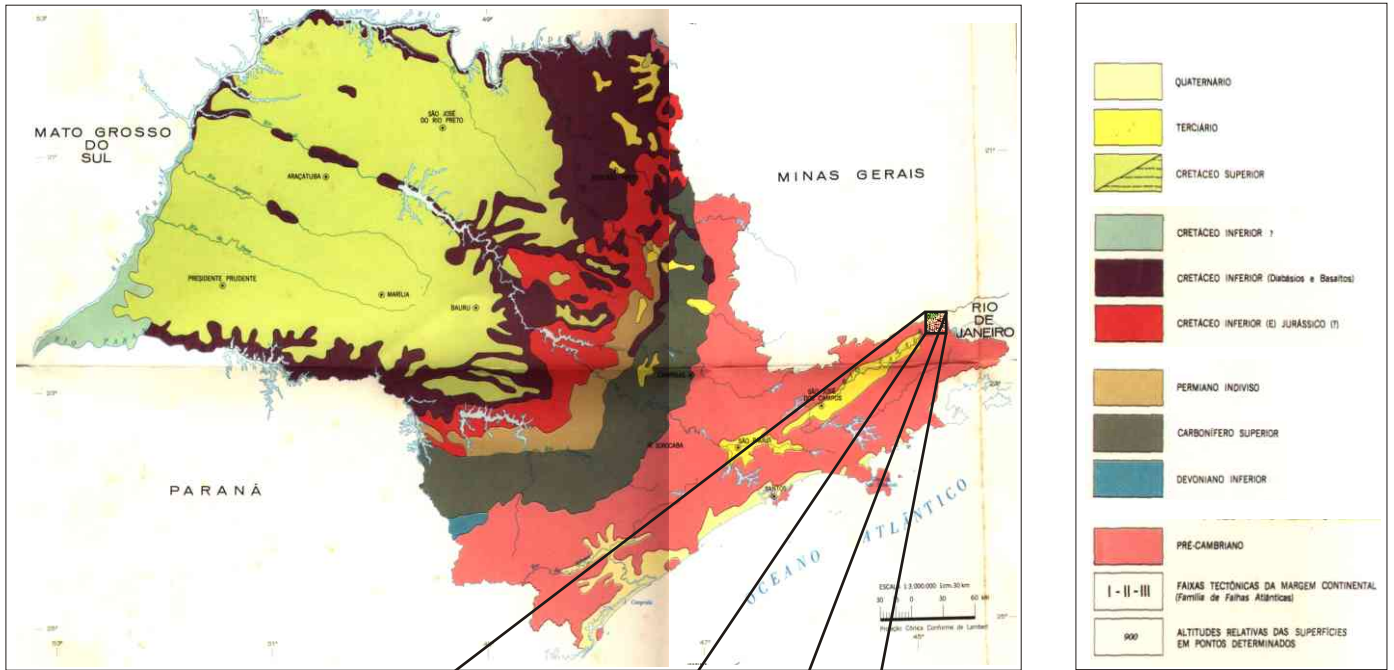
Segundo ITP (op. cit.), entre os depósitos quaternários identificados na área têm-se os sedimentos continentais indiferenciados compreendidos como depósitos continentais incluindo sedimentos elúvio-coluvionares de natureza arenosa-argilosa e depósitos de caráter variado associados às encostas.

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.

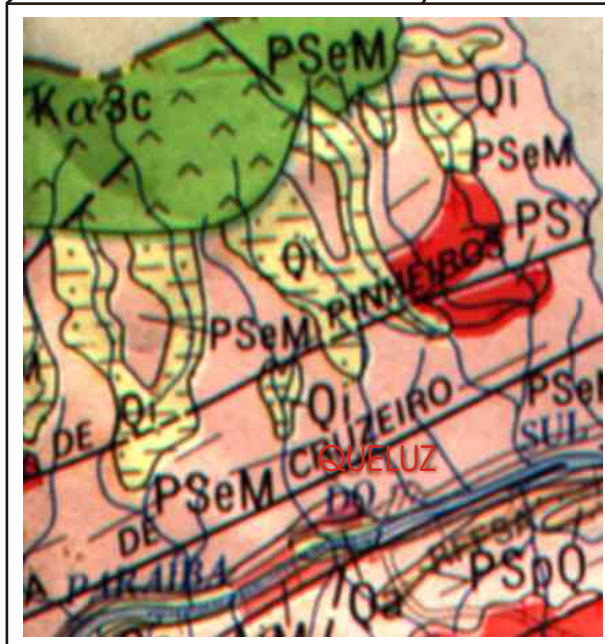
De acordo com o autor (op. cit.), o Complexo Juiz de Fora forma pequenos núcleos expostos em meio ao Complexo Embu, no extremo leste paulista, nas proximidades do limite com o Estado de Minas Gerais, nas adjacências de Cruzeiro e Queluz. A respeito do magmatismo alcalino consta-se que os mesmo vincula-se a importante fenômeno magmático no contexto da evolução geológica meso-cenozóica e no relacionamento que tal processo teve com a abertura do Atlântico.

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.

Figura 02 - Unidades Litoestratigráficas do Estado de São Paulo



Fonte: São Paulo (1982, Hipsometria do Estado de S.P.)



Organização: Arruda (2003)
Adaptado de IPT (1981b)

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 o autor (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 03).

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 dos derrames 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.

O autor (op. cit) ressalta as 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 clásticos à plataforma continental (Formação Santos).

Segundo Almeida et al. (1983) 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, Dericiná-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 150km 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

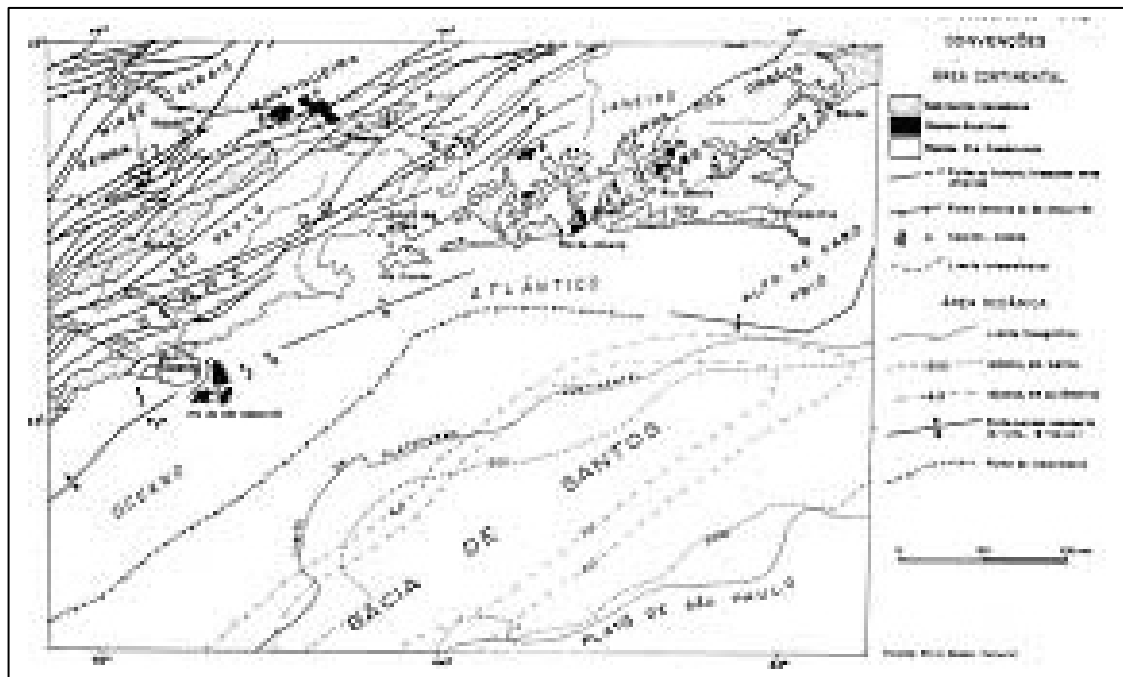
no Cretáceo Superior constituiu teto para grandes intrusões como Itatiaia e Passa Quatro.

Segundo Riccomini (1989), no período entre o Cretáceo Inferior e o Paleoceno, a tectônica distensiva vinculada à Reativação Wealdeniana (ou Sul-Atlântica) 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.

Figura 03 – Mapa Geológico da Província da Mantiqueira Oriental e Serra do Mar, destacando-se a localização das Intrusões Alcalinas.



Fonte: ALMEIDA (1983)

De acordo com IPT (1981), 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. (Figura 04)

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 (Figura 05), distingue as características geomorfológicas do relevo paulista entre unidades morfoestruturais e unidades morfoesculturais, sendo que a área em estudo situa-se nas seguintes unidades:

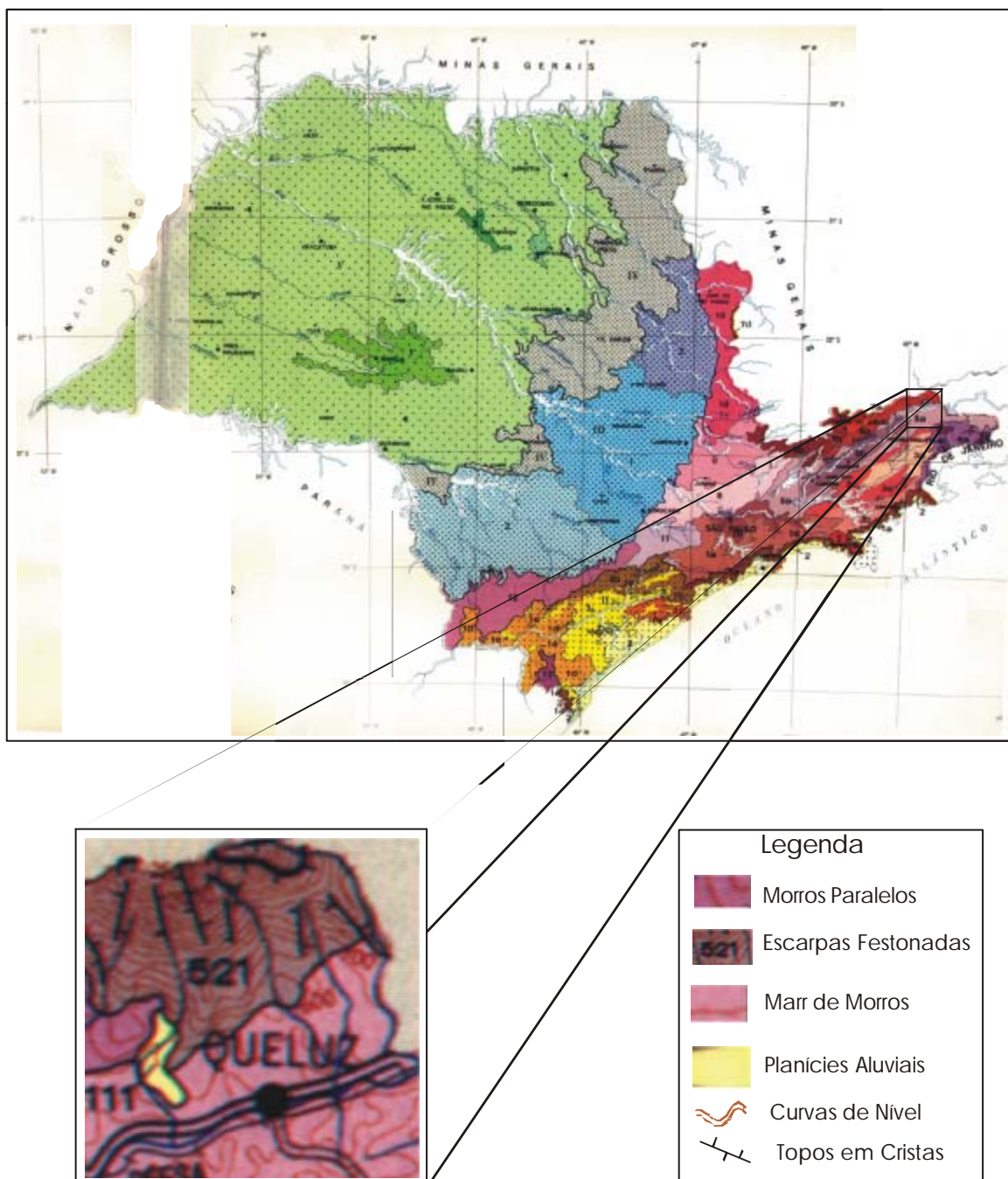
- 1) Unidade Morfoestrutural: Cinturão Orogênico do Atlântico
Unidade Morfoescultural: Planalto Atlântico
 - a) Planalto e Serra da Mantiqueira (acima de 900 m)
 - b) Planalto do Médio Vale do Paraíba (altitude entre 700-800 m)
- 2) Unidade Morfoestrutural: Bacia Sedimentar Cenozóica/Depressões Tectônicas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

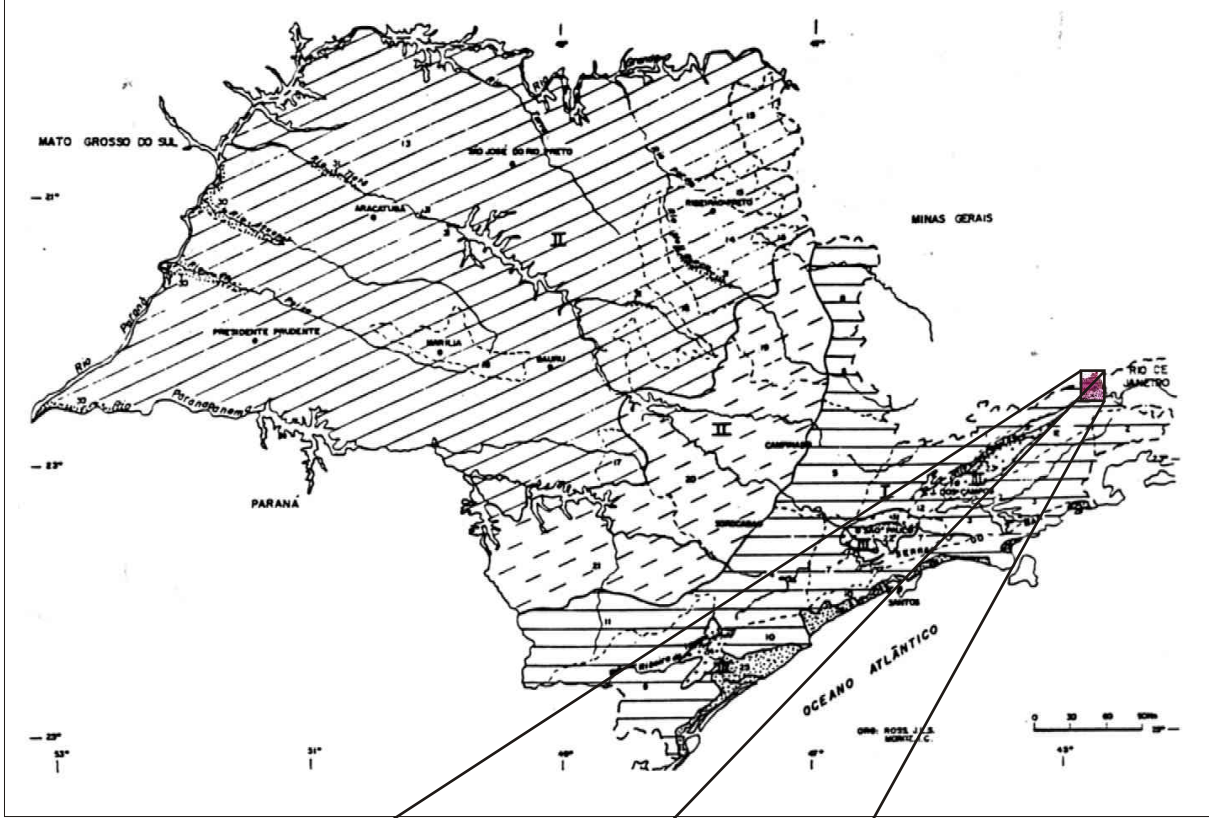
Já a morfoescultura associada à Depressão do Médio Paraíba está vinculada à Unidade Morfoestrutural da Bacia Sedimentar de Taubaté. Predominam nesta zona formas de relevo denudacionais cujo modelado é formado por colinas de topos convexos e onde destaca-se a Planície Fluvial do Rio Paraíba do Sul, com seus depósitos alúvio-fluviais recentes.

Figura 04 – Divisão Geomorfológica do Estado de São Paulo segundo IPT (1981)







Organização: Arruda (2003)
Adaptado de IPT, 1981a.

Figura 05 – Divisão Geomorfológica do estado de São Paulo segundo ROSS & MOROZ (1997)



Cinturão Orogênico do Atlântico

-  Planalto e Serra da Mantiqueira
-  Planalto do Médio Vale do Paraíba
-  Rede de Drenagem
-  Rodovias

Da51 Modelado e Dissecação

Organização: Arruda (2003)
 Adaptado de ROSS & MOROZ (1997)

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 matacões 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, tanto ondulado como escarpado e apresentam elevada erodibilidade, com afloramento de rochas e presença de neossolos litólicos (solos rasos).

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.

De modo geral, os latossolos apresentam propriedades físicas mais propícias ao uso agrícola com exceção daqueles encontrados nas regiões serranas. Os

latossolos vermelho-amarelos argissólicos apresentam em geral relação textural ligeiramente superior aos latossolos típicos conferindo aos mesmos uma erodibilidade um pouco maior.

De modo geral, as regiões quentes e úmidas, constituem setores onde a decomposição química ocorre de maneira intensa, dando origem a solos muito espessos (20 – 30 m) com camada humífera de até 5 m de profundidade.

Na floresta, segundo Tricart (op. cit.), o ataque químico desencadeia um recuo mais rápido das encostas ocasionando um festonamento mais irregular, no caso das escarpas como na Serra do Mar e Mantiqueira, e a corrosão na parte mais baixa das vertentes, no caso dos morros de menores declividades.

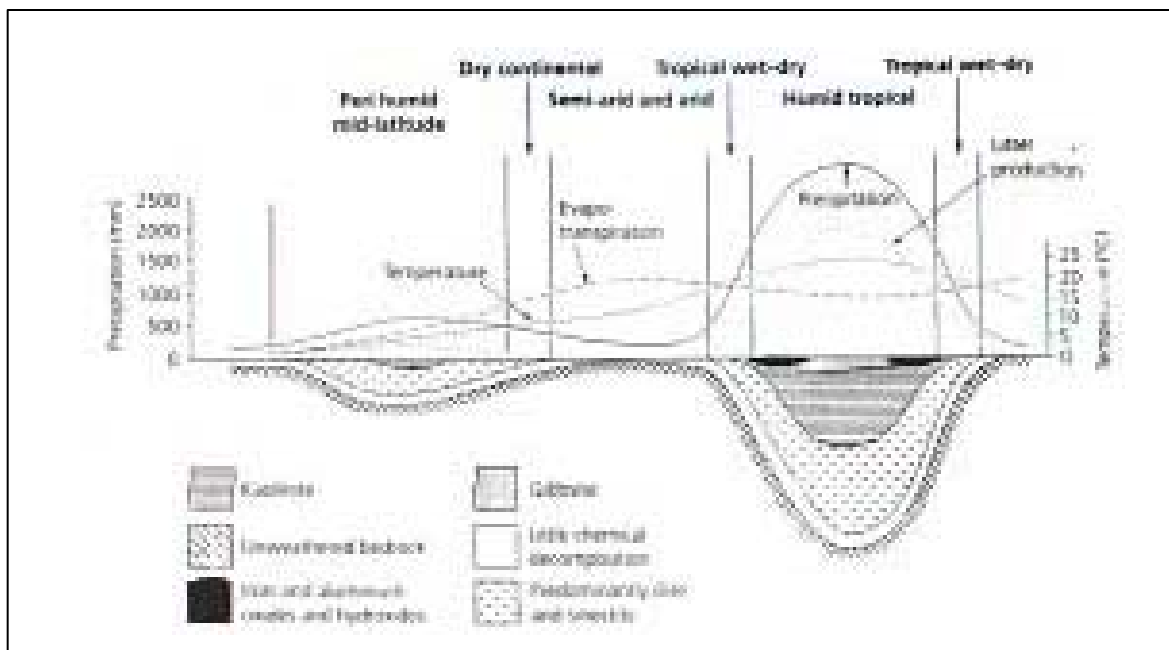
O escoamento existente nestas regiões, com intenso fluxo, tanto subsuperficialmente quanto em superfície, contribui na dissolução de minerais, aumentando a espessura do manto de alteração, ocasionando também, rápidas movimentações de massa provenientes da saturação hídrica do solo.

De acordo com De Martonne (1944), num solo sob a ação das águas infiltradas em uma temperatura elevada, ocorre a hidratação dos silicatos, promovendo o empobrecimento da camada laterítica pela lixiviação dos álcalis e da sílica, ocorrendo o enriquecimento do solo em ferro. Outro fato que indica o potencial erosivo das águas tropicais pode ser constatado pelo autor (op. cit) na raridade em que ocorrem as cascalheiras, não apenas nas vertentes, mas até mesmo próximas aos rios.

Deste modo, a ocorrência das mesmas, sempre estarão relacionadas à modificações climáticas (semi-áridas) e/ou alterações do nível de base.

É necessária a informação de que o solo como um elemento dinâmico, e componente do relevo, não se desenvolve de maneira isolada, independente de outros agentes geomorfológicos, principalmente nas regiões quentes e úmidas, onde os processos ocorrem com maior velocidade (Figura 06).

Figura 06 – Evolução do solo de acordo com a intensificação da umidade.



Fonte: Modificado de Strakhov (1967)

Segundo Nimer (1977), para a compreensão das características climáticas da Região Sudeste é preciso estar atento aos fatores estáticos e dinâmicos que atuam para a configuração do clima da referida região.

Os fatores estáticos estariam relacionados à posição latitudinal da região e sua proximidade com a borda ocidental do Oceano Atlântico. A região Sudeste situa-se entre os paralelos 14 ° a 25 ° Sul, pertencendo portanto à zona tropical.

A forte irradiação que incide sobre esta região, o contraste altimétrico e a topografia, são fatores estáticos que interferem nas precipitações, aumentando também a turbulência do ar, resultado da ascendência devido aos obstáculos orográficos, principalmente durante a passagem de correntes perturbadas.

A respeito dos fatores dinâmicos, Nimer (op. cit.) indica a importância dos mecanismos de circulação atmosférica. Assim, ventos de E-NE, provenientes de regiões das altas pressões subtropicais, como o Anticiclone semifixo do Atlântico Sul, sendo possível também a atuação de ventos de componente variável de núcleos ocasionais de alta do interior.

A massa de ar tropical, caracteriza-se por temperaturas elevadas vinculadas à intensa radiação solar e forte umidade decorrente da evaporação que a mesma efetua sobre a superfície marítima.

É o domínio deste anticiclone que mantém a estabilidade do tempo, cessando apenas com a chegada de correntes perturbadas (massas de ar polar). Tais mudanças, segundo o autor (op. cit.) comumente acompanhadas de chuvas, compreendem a atuação de três sistemas principais:

1) Sistema de Correntes Perturbadas do Sul

A dinâmica dessas correntes está associada à invasão do anticiclone polar, sendo que as mesmas penetram o continente sul-americano com ventos de W a SW nas latitudes mais altas e médias, e com direção S a SE nas latitudes tropicais da região Sudeste do Brasil.

Quanto à origem destes anticiclones, constata-se que os mesmos possuem forte inversão de temperatura, com ar muito seco frio e estável. Essa estabilidade é afetada quando as correntes absorvem calor e umidade da superfície quente do mar, desaparecendo a inversão inicial;

2) Correntes Perturbadas de Oeste

Caracteriza o sistema de ventos de W a NW, trazidos por linhas de instabilidade tropicais, ocorrendo geralmente entre a primavera e o outono. Para entender a dinâmica destas corrente é preciso entender que tratam-se de alongadas depressões barométricas induzidas em pequenas dorsais de altas.

Sua gênese parece estar ligada, segundo o autor (op. cit.), a movimentos ondulatórios que se verificam na frente polar ao contato com o ar quente da zona tropical. Provocam as denominadas chuvas de verão, às quais identificam-se pela duração de poucos minutos, ao contrário das chuvas frontais provocadas pela ação direta das frentes polares;

3) Correntes Perturbadas de Leste

Este sistema de correntes está associada à ventos de este (EW), característico dos litorais tropicais atingidos pelos alíseos. Os fenômenos de perturbação ocorrem no interior dos anticiclones tropicais sob a forma de “ondas” que prosseguem para W, constituindo “pseudo-frentes”.

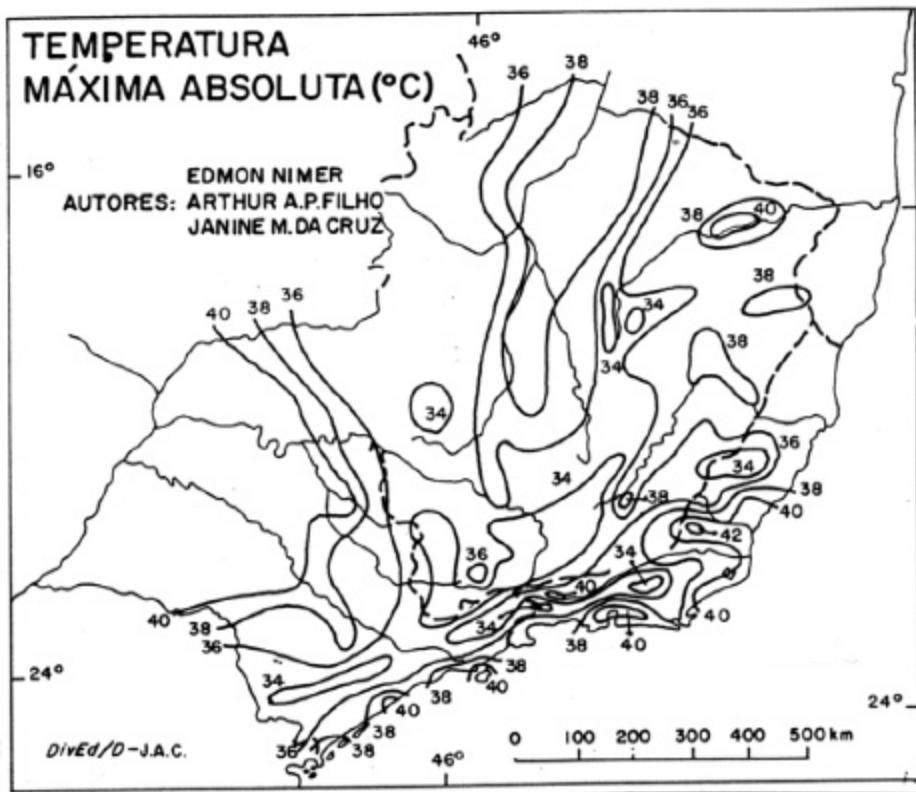
Tal sistema de corrente perturbadas é mais freqüente no inverno e secundariamente no outono, sendo que no período caracterizado entre as estações Primavera-Verão, esse fenômeno se torna mais raro.

A respeito dos **aspectos térmicos**, Nimer (1977), afirma que o traço mais marcante do clima da Região Sudeste Brasileira é o fato de sua definição em apenas 2 estações bem caracterizadas; uma chuvosa, com precipitações mais freqüentes e uma seca onde podem ocorrer alguns eventos chuvosos pontuais, mas que não possuem freqüência como no caso da primeira estação (Figuras 7 e 8).

Além disso a oposição entre as temperaturas de Verão e Inverno, também constitui para o autor (op. cit.) um fator muito importante para que se entenda as interferências do clima na região analisada.

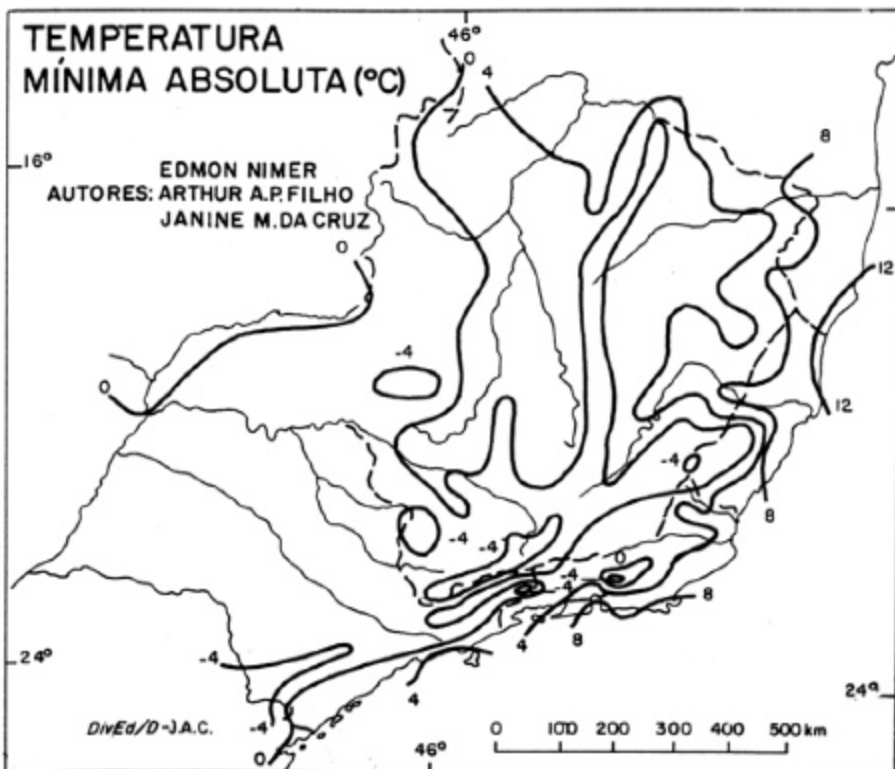
A distribuição destas temperaturas durante o ano podem ser assim relacionadas. Predomínio de temperaturas mais ou menos elevadas de Setembro a Março, atingindo as máximas em Dezembro e Janeiro.

Figura 07 – Temperatura Máxima Absoluta na Região Sudeste Brasileira



Fonte: Nimer (1977)

Figura 08 – Temperatura Mínima Absoluta na Região Sudeste Brasileira



Fonte: Nimer (1977)

Já as temperaturas mais baixas são identificadas entre Maio e Agosto, atingindo as temperaturas mínimas em Junho e Julho.

Quanto à **precipitação**, Nimer (1977) afirma que a média para o setor próximo à fachada atlântica está em valores superiores a 1.500 mm anuais. No entanto, na região da Serra da Mantiqueira, podem ser identificados valores que ultrapassam 1.750 mm, chegando a atingir 2.398 no Alto Itatiaia.

No Vale do Paraíba a dessecação adiabática do ar, o torna, segundo o autor (op. cit.) sensivelmente menos chuvoso, com cotas inferiores a 1.500 mm.

De acordo com Nimer (op. cit.), os climas do Médio Vale do Paraíba onde localiza-se a micro-bacia analisada classificam-se em Clima Quente e Clima Mesotérmico Brando. O primeiro é caracterizado por temperaturas médias superiores a 18 ° C, com inverno ameno, com temperaturas mais frias apenas na ocorrência da invasão do anticiclone polar. Já o Clima Mesotérmico Brando está relacionado às superfícies mais elevadas da Mantiqueira e Serra do Mar.

Devido às latitudes em que o território brasileiro está posicionado, e às influências de fenômenos como continentalidade e maritimidade, sabe-se que o mesmo sofre interferências de massas de ar, que segundo Monteiro (1968), foram identificadas em Tropical Atlântica, Equatorial Atlântica, Polar Atlântica, Tropical Continental e Equatorial Continental.

No que se refere às regiões quentes e úmidas, torna-se possível afirmar que estes setores são estritamente influenciados pelas massas de ar correspondentes à Tropical Atlântica e Equatorial Atlântica, estando vinculadas às Corrente das Guianas e Corrente do Brasil, expostas por Ab'Sáber (1977).

De posse das informações climáticas vigentes, é preciso buscar elementos que contribuam na compreensão de aspectos climáticos pretéritos. Isso se faz necessário para o entendimento dos domínios morfoclimáticos, já que as características geomorfológicas, que hoje compõem a paisagem, são também provenientes de paleoclimas e sua atuação sobre compartimentos de relevos mais antigos.

Outro fato a ser considerado, envolve as Glaciações ocorridas no planeta, acarretando conseqüências em todas as partes do globo. As principais glaciações aceitas no meio científico, correspondem à Gunz, Mindel, Riss e Würm, sendo esta última relativa à regressão pré-flandriana.

III- REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 Superfícies de Aplainamento: Conceitos

Quando se analisa o relevo através da compartimentação de suas superfícies erosivas, a utilização de conceitos aleatória ocasiona problemas de interpretação. Objetivou-se neste item da revisão, contribuir com esclarecimentos sobre os conceitos utilizados na bibliografia geomorfológica.

De acordo com Novaes Pinto (1988) aplainamento significa ação ou efeito de aplainar os obstáculos do terreno, sendo empregado também para descrever uma superfície desnudada, de topografia plana, resultado final dos processos erosivos e, segundo a autora (op. cit.), sinônimo de superfície de erosão.

A autora (op. cit.), analisando a literatura geomorfológica, identificou o predomínio do significado das superfícies de aplainamento como uma área de estruturas diversas, aplainadas ou cortada indiferentemente pela erosão, propiciando deste modo, uma forma topográfica discordante da estrutura, localizada acima do nível de base regional. A mesma teria sido modelada por processo de desnudação subaérea, estando associados ou não processos de acumulação.

Quanto ao termo **pedimento** autora (op. cit.), afirma que o mesmo causa controvérsias quanto à sua aplicabilidade, mas pode ser compreendido como uma superfície plana ou suavemente côncava, sem dissecação por sulcos ou canais fluviais. O perfil côncavo do pedimento inclui tanto o setor de desgaste das rochas como a zona de acumulação de detritos.

O **pediplano**, para a autora (op. cit.), é uma superfície plana ou levemente inclinada, com encostas suaves em todas as direções, sendo que seu modelado relaciona-se a processos de erosão lateral, que atuam sob condições ambientais semi-áridas ou áridas, quando associadas a relativa estabilidade tectônica. Neste caso, em resposta à erosão as vertentes recuam paralelamente a si mesmas, ocorrendo a pedimentação, sendo que a continuidade de uma clima seco ocasiona a coalescência dos pedimentos, dando origem assim ao pediplano.

Já o termo **etchiplano**, trata-se, segundo a autora (op. cit.) de um conceito introduzido por Wayland em 1933 e desenvolvido por Buedel em 1982 referindo-se a uma superfície de aplainamento modelada sob condições de clima tropical semi-úmido. A ação conjugada do intemperismo diferencial químico, epirogênese e desnudação são processos que resultariam na formação de um etchiplano.

Segundo Leuzinger (1947), a superfície de degradação ou erosão é toda superfície que resulta da degradação de um relevo anterior, podendo seccionar camadas geológicas ou ser constituída pela superfície de uma camada desnudada.

Já o termo **penepiano**, segundo as propostas davisianas, seria uma superfície de degradação, sensivelmente plana ou levemente ondulada, resultante de um ciclo geomórfico normal que desenvolveu até à extrema senilidade. (Leuzinger, 1947)

A palavra **penepianície**, segundo o autor (op. cit.) se aplicada a esta forma de relevo, estaria errada, já que o penepiano não pode ser considerado uma “quase-planície”, já que o mesmo trata-se de um plano de erosão enquanto a planície corresponde a um plano de acumulação. No penepiano tem-se uma estrutura qualquer, geralmente discordante com camadas que afloram em diversos ângulos, já a planície tem estratificação aproximadamente horizontal.

Outra distinção necessária, segundo o autor (op. cit.), é entre penepiano e superfície senil, já que o primeiro está relacionado à extrema senilidade e portanto caracteriza-se como sendo mais tênue do que a superfície senil.

A respeito de outro termo muito utilizado na perspectiva sobre as superfícies de erosão, os pedimentos de erosão também possuem seu significado sob ampla discussão.

No entanto, Penteadó (1971), esclarece que os **pedimentos de erosão** são vastos planos suavemente inclinados, cortando rochas de natureza diferente ou homogênea. A declividade aumenta em direção à montante sob a forma de concavidade ou em brusca ruptura (Knick), passando a uma vertente vertical (cornija) ou de forte inclinação convexa. Neste plano inclinado pode existir ou não uma cobertura detrítica colúvio-aluvial muito delgada, por tratar-se de uma superfície de transporte.

Para a autora (op. cit.), a cobertura dos pedimentos acompanha, geralmente, paralelamente a superfície topográfica rochosa inferior, ocorrendo a possibilidade destes depósitos preencherem irregularidades no “assoalho”, como ravinas, com direções contrárias à inclinação geral da superfície do pedimento.

No entanto, admitindo-se esta primeira fase de preenchimento das irregularidades, é necessário, segundo Penteadó (1971), admitir uma fase final de aplainamento que implica assim, modificação nas condições climáticas.

3.1.1 Histórico das Superfícies Erosivas no Brasil

Deffontaines (1945), estabelecendo uma das primeiras divisões geográficas do estado de São Paulo, caracteriza a zona cristalina como rochas freqüentemente dispostas em faixas orientadas de acordo com a direção das dobras; filitos, quartzitos, gnaisses e calcáreos. Os granitos seriam encontrados geralmente sob a forma de batólitos (intrusões).

A ação da erosão, operando sob litologias de diferentes resistências resultaria no desenvolvimento de pequenas serras orientadas paralelamente às antigas dobras, numa espécie de relevo “apalachiano”, além disso, para o autor, algumas cristas pareciam formar “monadnocks” de antigos peneplanos.

A respeito da Vale do Paraíba, Deffontaines (1945) o explicou como uma antiga depressão, invadida por depósitos lacustres terciários, que recobriam os terrenos cristalinos subjacentes, orientada no sentido leste-oeste, direção de antigas dobras. Tratava-se de uma fossa tectônica, limitada por falhas que seguiam a direção de dobras primárias.

A Mantiqueira foi definida como uma alta escarpa de montanhas, um maciço, interpretado como uma vasta cúpula granítica que conservou-se saliente no sentido das antigas dobras, não concordando como alguns geólogos da época que a consideravam um horst. O autor (op. cit.), considera as Regiões de Campos do Jordão e Selado como um alto peneplano suspenso entre 1800 e 2000 m, fazendo também referência ao Itatiaia como um maciço de nefelina de 2800 m.

Deffontaines (1945), identificou outro peneplano de altitude média de 1000 m decomposto em diversos morros e cristas, alinhados segundo direções apalachianas, sendo este peneplano localizado nas regiões de Bragança e Mococa.

No entanto, Morais Rego na década de 40 não concordava com a origem tectônica do Vale do Paraíba do Sul, atribuindo ao mesmo, apenas a origem erosiva.

Morais Rego (1946), em seu trabalho resumiu a constituição Geológica do estado de São Paulo a um embasamento de estruturas diastróficas antigas, recoberto de várias seqüências de camadas mais ou menos horizontais.

Segundo o autor (op. cit) foi no período em que se formou a massa continental de Gondwana, desde o Carbonífero Superior ao Jurássico, que ocorreram processos de sedimentação terrígena com ingressões locais do mar, vinculadas a movimentos epirogênicos de fraca amplitude. O autor ressaltou ainda a

existência de rebaixamentos generalizados do relevo que propiciaram a sedimentação de formações como as pertencentes à Serie Passa Dois e São Bento.

No caso do Vale do Paraíba, também um novo abaixamento da topografia no Plioceno, permitiu, segundo o autor, a sedimentação do vale. Para o mesmo, em decorrência do abaixamento eocretáceo não se encontrava completamente peneplanizado o país, sendo que esta evolução topográfica atingiu a peneplanização antes da época pliocênica. O autor chega a admitir a época de peneplanização ao Eoceno.

Para Moraes Rego (1946) esta peneplanização se seguiu ao levantamento que propiciou o ciclo erosivo que, para o autor, tem suas influências até contemporaneamente.

A respeito do vale do Paraíba, o autor (op. cit.) a presença de camadas fossilíferas pliocênicas, reporta a considerar sua abertura anterior a esta época, mais precisamente entre o Eoceno e o Plioceno.

O autor afirma que o vale do Paraíba teve sua gênese associada apenas a processos erosivos, não atribuindo os fatores tectônicos que realmente propiciaram seu desenvolvimento. A Serra do Mar e Mantiqueira seriam portanto monoclinais arqueanos. As duas serras formariam uma “colossal” dobra sinclinal, inclinada e fechada, sendo que a escavação do vale estaria vinculada à alteração do gnaiss encontrada nesta região.

Para o autor (op. cit.), no Plioceno Superior, um abaixamento provocou a sedimentação terrígena em quase todo o território brasileiro, de forma generalizada. No entanto, também para o mesmo autor, houve um levantamento eoquaternário, sendo fenômeno que também teria atuado em todo o Brasil. Constata-se que teria ocorrido um abaixamento antes da elevação, fato que para o autor, explica a presença, em alguns vales, de depósitos acima do nível atual dos rios e, este abaixamento, provavelmente pleistocênico, teria provocado o “mergulho” do litoral, configurando a costa em rias.

Mais tarde, avanços ocorreram nas explicações sobre a origem e desenvolvimento deste setor da região sudeste brasileira, sendo que Ruellan (1951) em sua análise geomorfológica do Vale do Paraíba indicou certa complexidade, uma vez que tanto na Serra da Mantiqueira como na Serra do Mar ocorrem alinhamentos de direções SW-NE, e sobre a possibilidade do mesmo vale ser interpretado como um sinclinal fechado, como o fez Moraes Rego, o autor (op. cit.) indica que, com

muita freqüência, o rio não permanece adaptado ao possível sinclinal, tendo seu curso disposto indiferentemente à estrutura e, atravessando faixas de rochas mais resistentes.

Além disso, de acordo com o autor (op. cit.), a largura do vale, atingindo em determinados setores de 10 a 20 km era demasiada para ser resultado unicamente da erosão fluvial. A evidente dissimetria entre a Serra da Mantiqueira e a Serra do Mar também seriam indícios de que tais aspectos geomórficos não estavam associados somente à erosão de um sinclinal.

Para Ruellan (1951), outro fato importante na região da Mantiqueira e Vale do Paraíba seriam as falhas transversais que ocorrem nestes setores. Com direção geralmente em NW-SE, estas falhas rebaixaram certos trechos do fundo do vale, cujos desnivelamentos formaram soleiras, explicando assim a individualidade das bacias terciárias.

Outro grande pesquisador que contribuiu no desenvolvimento do conhecimento geomorfológico no estado de São Paulo foi Emanuel De Martonne.

De Martonne (1943), tentou estabelecer as relações do relevo com a estrutura e as especificidades do modelado tropical e, analisando o estado de São Paulo, indicou o Planalto Atlântico como um bloco antigo levantado e fraturado e estabelece os alinhamentos E-O a N de São Paulo e a direção N-S a SW de Minas Gerais.

Estabelecendo as diferentes superfícies erosivas, o autor (op. cit.) reportou-se a uma Superfície de Erosão Fossilizada Pré Permiana (ou mesmo Carbonífera) onde teria existido uma topografia apalachiana desenvolvida em Séries dobradas pré-carboníferas, onde a erosão e os detritos nivelaram os antigos dobramentos. A Alta Superfície de Campos, de idade mais recente que a Pré-Permiana (Paleoceno, talvez Cretáceo), segundo o autor, atinge altitudes superiores a 2000 m.

De Martonne (1943) interpretou também a Superfície das Cristas Médias associada ao Eoceno-Oligoceno como correspondente às colinas mamelonares do Planalto Atlântico de altitudes entre 1000-1400 m e a Superfície Neogênica, vinculada ao Mioceno-Plioceno, portanto mais jovem e próxima aos vales das grandes drenagens.

Ab'Sáber (1966), estudando setores vinculados à mesma área de exumação que De Martonne classificou como superfície pré-Itararé-Tubarão, alerta para o fato de que ela foi, erroneamente, designada pré-permiana. A acertiva baseia-se no

indício de que foram encontrados sinais de uma peneplanização parcial, de idade recente, que nivelou plataformas interfluviais esculpidas nos terrenos carboníferos.

De acordo com o autor (op. cit.), esta peneplanização parcial corresponde ao final do Cenozóico, podendo referir-se a uma superfície relacionada ao limite Pliopleistoceno.

De Martonne (1944) na segunda parte de seu artigo “Problemas Morfológicos do Brasil Tropical Atlântico”, analisando características geomórficas sobre a Mantiqueira e o Itatiaia, afirmou que as altitudes entre 1700-2000 m a oeste da Mantiqueira e entre 2000-2300 m no maciço do Itatiaia evidencia um relevo de fraca energia. Assim, segundo o autor (op. cit.) pode ser reconhecidos remanescentes de uma superfície erosiva que atingiu uma maturidade avançada trazida a esta altitude por movimentos terciários. Na verdade tal superfície esta associada aos setores mais elevados da denominada Superfície dos Campos.

Rui Ozório de Freitas, relaciona importantes contribuições nos estudos sobre movimentos epirogênicos e as superfícies geomorfológicas regionais.

Para Freitas (1951), a epirogênese trata-se da única deformação possível modernamente no país, devido ao testemunho dos relevos policíclicos, e que apenas levantamentos epirogenênicos podem afetar a hidrografia numa escala regional. Outro fator ressaltado pelo autor (op. cit.), foi que no desenvolvimento das superfícies erosivas, as características das rochas podem retardar ou acelerar a evolução.

Freitas (1951), identifica três níveis de superfícies sendo eles o nível B os restos de um antigo peneplano, cuja exumação atrela-se ao fim do Cretáceo, e o nível A de idade Pós-Cretácea (Plioceno/Pleistoceno). As cristas identificadas no relevo seriam o nível B fraturado e soerguido.

Também três ciclos erosivos são identificados pelo autor (op. cit.) sendo o 1.º vinculado ao Ciclo Mesozóico que se encerrou no Cretáceo, esculpindo o peneplano de nível B. O 2.º Ciclo, referente ao Terciário, abrange um período associado ao fim do Cretáceo e início do Quaternário, esculpindo o peneplano de nível A. Já o 3.º Ciclo, Quaternário, corresponde a eventos posteriores à sedimentação das Bacias de São Paulo e Curitiba.

Constata-se portanto que para a evolução do relevo, Freitas (1951) levou em consideração ciclos onde ocorrem soerguimentos, fases erosivas onde formam-se peneplanos e eventos tanto climáticos como tectônicos que promovem a dissecação

destes peneplanos. Para o autor (op. cit) dentre os três eventos epirogênicos o 2.º foi de grande importância para a morfologia atual pois propiciou o fraturamento e falhamentos do Escudo Brasileiro.

Entre as classificações das superfícies de erosão, as publicações de King, norteiam até hoje vários estudos geológicos e geomorfológicos.

King (1957) afirma existir três aspectos importantes que agem na evolução da paisagem; a erosão, a agradação e a tectônica. Também com a idéia de superfícies cíclicas, o autor indica três níveis de superfícies, as mais antigas, as recentes e as intermediárias vinculadas ao Terciário Inferior. Em ordem decrescente as superfícies são assim classificadas; a Gondwana (Cretáceo Inferior) a Pós-Gondwana (Cretáceo Superior), a Superfície Fóssil (Carbonífera), a Sul-Americana (Terciário Inferior), a Superfície Velhas (Terciário Superior) e o Ciclo Paraguaçu (Quaternário).

Assim teríamos segundo o autor (op. cit), a Superfície Gondwana como a mais antiga, que desenvolveu-se antes da abertura do Atlântico, o Ciclo de erosão Post-Gondwana que para o autor permanecia como a Superfície mais alta, o Ciclo Sul-Americana que aparece no relevo brasileiro, além de outras formas, sob a de chapadas. Têm-se ainda o Ciclo de erosão Velhas que apresenta remanescentes à semelhança dos inselbergs e onde ocorre a sedimentação da Formação Barreiras, o ciclo de erosão Paraguaçu cujas evidências só aparecem nos sistemas fluviais de menor extensão que atingem diretamente o mar.

Além disso, o autor ressalta a importância das acumulações recente (aluviões) na interpretação de ciclos erosivos anteriores, sendo a dinâmica submetida às variações do clima.

As análises sobre a origem e desenvolvimento do sudeste brasileiro que mais se aproxima do conhecimento atual refere-se aos trabalhos de Fernando Flávio Marques de Almeida, o qual atualizou as concepções sobre as superfícies erosivas.

Almeida (1964), ressaltando o papel da litologia na configuração do relevo, reconheceu a ocorrência de sucessivos ciclos erosivos que se desenvolvido desde o Cretáceo. No que se refere ao estado de São Paulo o autor identificou o Escudo cristalino Pré-Cambriano recoberto pela Bacia Sedimentar do Paraná, sendo que o primeiro teria sofrido movimentos ascensionais que intensificaram os processos erosivos exumando profundas litologias.

Além deste diastrofismo epirogênico pós-cretáceo, outros fatores interferiram na formação do relevo, como os aspectos climáticos que vêm se procedendo desde

o Cenozóico, uma vez que o climas tropicais úmidos produzem segundo o autor (op. cit), formas suavizadas, profundos mantos de alteração e crostas e carapaças limoníticas.

No entanto, Almeida (1964), estabeleceu que a morfologia estrutural traduz-se como fator mais importante na elaboração das formas topográficas.

No que se refere às superfícies produzidas pelos ciclos erosivos, o autor alertou que as mesmas apenas podem ser melhor visualizadas em interflúvios graníticos e quartizíticos, sendo que sua conservação em outras litologias seria dificultada. Também os depósitos lateríticos, utilizados por muitos pesquisadores para o estabelecimento de superfícies regionais, poderiam ter idades diversas e estarem em altitudes correlatas. Havia segundo o autor, problemas também da correlação por subnivelamento dos cimos dos morros para a identificação de superfícies, sendo que o nível encontrado não deveria ser estendido por longas áreas.

Porém o autor, identificou a Superfície de Erosão do Alto Tietê, que abrange altitudes entre 800 e 1000 m, com sedimentos provavelmente cenozóicos, mas anteriores à sedimentação das “Camadas de São Paulo”.

A Superfície Japi, foi identificada segundo Almeida (1964) de modo claro como superfície de aplainamento. Este autor, referindo-se a Freitas, afirmou que o mesmo acreditava que a Superfície Japi e a Campos são uma só superfície. Almeida concorda, explicando que a Campos é a própria Japi gradualmente soerguida por flexuras e falhamentos escalonados.

Como prova desta afirmativa, o autor analisou que o perfil geral do relevo que une as duas superfícies é convexo e não côncavo, como seria se as duas fossem independentes, uma antiga ou mais elevada do que a outra.

A Superfície de Erosão Itaguá, correlato a pré-permiana de De Martonne, encontra-se no interior do Planalto Atlântico, subnivelada aos principais divisores e altitudes crescentes e tem sua origem vinculada aos trabalho dos gelos carboníferos.

A Superfície de erosão Itapeva, a mais antiga do estado segundo Almeida (1964), serve de base ao arenito Furnas (Devoniano Inferior) e possui mergulho para NNW.

Causas diastróficas seriam fatores que contribuíram na formação do relevo paulista. Entre as evidências apontadas pelo autor estaria os terrenos do vale do

Paraíba inclinados a NW, sendo vinculados ao fato de que após a sedimentação das camadas consideradas terciárias, houve processos de falhamentos relacionados com a orientação ENE do vale.

Camadas detríticas semelhantes em níveis diferenciados como da Serra do Itaqueri, Poços de Caldas, Superfície Pratinha e Barreiro (Araxá), todas com litologias vinculadas ao Grupo Bauru, evidenciavam segundo o autor, estas perturbações tectônicas. Além disso, as águas radioativas de Águas da Prata, indicariam reativação moderna de antigos falhamentos.

Almeida (1964), afirma que a classificação do relevo levando em consideração as superfícies erosivas requer cuidado, uma vez que ocorrem discordâncias erosivas em depósitos sedimentares, e que estes hiatos podem propiciar confusões no que se refere à generalização de alguma superfície por uma área muito vasta. O autor (op. cit.) nega, portanto as superfícies regionais.

O autor estabeleceu as Superfícies Itapeva, a Superfície de erosão Itaguá que substitui a superfície pré-permiana de De Martonne e “trunca” um trecho sub-horizontal da Superfície Japi, esta relacionada à Superfície das Cristas Médias, com altitudes variando entre 1000 e 1200 m. No entanto, para Almeida (1964), a Superfície Japi e a Campos são a mesma, sendo que a segunda foi deformada e soerguida. O mesmo destaca ainda a existência da Superfície de erosão do Alto Tietê, mais recente e anterior à sedimentação admitida pliocênica, com altitudes variando entre 80 e 1000 m.

Uma melhor caracterização sobre o clima na esculturação das superfícies erosivas surge com as publicações de Bigarella (1965) objetivando a compreensão da interface clima e tectônica.

Bigarella et al (1965), traz grandes contribuições às classificações das superfícies erosivas, atribuindo às mesmas letras e algarismos ao invés de nomes pertencentes à toponímia local.

O autor (op. cit.) afirma que nos trópicos as superfícies de erosão estão associadas a longas fases de climas semi-áridos severos, ocorrendo a coalescência dos pedimentos e a conseqüente formação de um pediplano.

O pediplano mais antigo com idade vinculada ao período do Cretáceo-Eoceno, refere-se à superfície Pd3, similar à superfície das Cristas Médias ou Japi, formada pela associação entre processos diversos, como a pedimentação semi-árida e dobramentos de longo raio de curvatura.

A superfície vinculada ao pediplano Pd2, de idade relativa ao Terciário Médio, não apresenta superfície de cimeira propriamente dita, mas caracteriza-se como inter-montana, constituindo extensos alvéolos antigos e dissecados.

Bigarella (et al, 1965) identificou ainda o pediplano Pd1, de idade quaternária e resultado da morfogênese mecânica, formando na paisagem grandes alvéolos embutidos e distribuídos por toda rede de drenagem pré-existente.

A fim de também propor sua classificação e discutir sobre as superfícies até então descritas Ab'Sáber (1955), afirmou que os planaltos cristalinos do sudeste brasileiro são perfeitos "old lands", pois além de constituírem núcleos muito antigos das porções emersas da crosta, não perderam suas características de maciços antigos salientes, sempre reagindo aos ciclos erosivos que atuavam sobre os mesmos através de levantamentos e arqueamentos epirogênicos cíclicos.

O autor (op. cit.) ressaltou o problema da datação da superfície dos campos (1800 – 2000 m), sendo que a mesma constitui segundo o autor, uma "espécie de teto dos planaltos cristalinos de 'Austro-Brasília', e foi sem dúvida a partir dela que se realizaram os ciclos erosivos responsáveis pelo estabelecimento dos níveis mais baixos do Planalto Atlântico". Assim, eventos epirogênicos positivos, arqueamentos e deslocamentos de blocos falhados atuaram nesse antigo peneplano soerguido ocasionando a atual compartimentação deste relevo.

Ab'Sáber (1955), afirmou que a fase de peneplanização responsável pela gênese da superfície dos campos ficaria compreendida entre o triássico e o jurássico.

A respeito das relações entre a alta superfície dos campos e a superfície das cristas médias, o autor (op. cit) afirmou que a segunda foi entalhada após o soerguimento de conjunto que afetou o núcleo central da superfície dos campos. Nos fins do Mesozóico ocorreu o pronunciamento das zonas deprimidas, no entanto, que partiu de um movimento dúplice, sendo positivo nos escudos e negativo nas bacias, ocasionando também o rebaixamento desnudacional do nível da Superfície dos Campos. Para o autor (op. cit) flutuações climáticas entre menor e maior aridez mantiveram a preservação da superfície das cristas médias através de longo período geológico.

O fato da Superfície das Cristas Médias se vincular apenas à borda das bacias cretácicas, explica a característica da mesma ser limitada espacialmente e possuir traço e extensão muito irregulares.

A respeito da drenagem, para Ab'Sáber (1955), os rios que desciam a região da Bocaina eram tributários das lagunas cretáceas, passando da Superfície de Campos para a Superfície das Cristas Médias entre a atual região do Alto Paraíba e Alto Tietê. Na Região do Alto Paraíba, a drenagem cretácica estaria entre 500 e 600 m acima dos talwegues atuais, transpondo facilmente a área do atual divisor entre esta bacia e o Alto Tietê.

Para o autor (op. cit), os falhamentos responsáveis pela gênese do Horst da Mantiqueira e pela fossa do Paraíba ocasionaram modificações nessa drenagem post-triássica gondwânica, formando o Vale do Paraíba. Essa rede de drenagem, era constituída de antigos braços da drenagem das bacias do Paraná e do São Francisco e de trechos novos vinculados às imposições tectônicas, que ocorreu no relevo no Sudeste brasileiro.

Segundo Ab'Sáber (1963), as áreas cristalinas antigas que situam-se entremeadas às bacias sedimentares possuem três níveis; podem estar niveladas ao nível aproximado dos chapadões mais altos, constituindo peneplos transformados em planaltos ou constituindo montanhas rejuvenescidas e acidentadas com níveis que podem estar entre 1000-1300 metros, 1800-2000 metros atingindo até níveis que variam entre 2800-2900 metros.

Para o autor (op. cit.), no sudeste brasileiro são encontrados importantes acidentes topográficos, sendo que nesta região, as rochas cristalinas e pré-cambrianas foram arqueadas em excesso, sofrendo fraturas e falhas de grandes rejeitos, propiciando deste modo a gênese da Serra do Mar e da Mantiqueira.

De acordo com Ab'Sáber (1969), a posição das superfícies de cimeira e das superfícies interplanálticas, como também a escarpa da fachada atlântica, são indicadores de um processo de soerguimento global do território.

Neste contexto, a epirogênese pós-cretácica teve, segundo o autor (op. cit.), grande importância, pois sendo lenta a princípio deu oportunidade para o reentalhamento inicial discreto, seguido por descontínuas retomadas de pediplanação. A retomada contínua e extensiva de ascensão epirogênica possivelmente ocorreu após a elaboração das superfícies intermediárias superiores (Itapecirica-Cotia, Capão Bonito, reverso da Serra de Santana).

Ab'Sáber (1969) ressaltou ainda que, por quase todo o decorrer do Terciário, o bloco continental regional sofreu epirogênese com fortes "empenamentos" marginais, modificando a atual fachada atlântica.

O rift do Paraíba segundo o autor (op. cit.) pareceu ter “copiado” no final do Plioceno, uma faixa tectônica de idade bem mais antiga, remontando talvez ao Terciário Inferior.

Já a Mantiqueira Ocidental seria pene-contemporânea às deformações pré-pliocênicas da área da Serra do Mar e da Serra da Mantiqueira, estando associada às irregularidades da epirogênese que iniciou-se após o término da sedimentação cretácica do interior.

O estudo das superfícies neogênicas, é de extrema importância, já que segundo as considerações de Ab'Sáber (1969), esta é a que possui caráter de plano de base para os estudos dos acontecimentos que marcaram o término das longas ações erosivas terciárias, e o desenvolvimento do relevo quaternário no território paulista.

A gênese e evolução destas superfícies está vinculada a fenômenos de longa duração geológica, referentes a episódios de erosão e aplainamentos terciários (neogênicos), sendo que posterior a sua elaboração ocorreram retomadas de erosão restritas, resultando em superfícies alveolares descontínuas, níveis de pedimentos escalonados, além de incisões meândricas e terraços fluviais.

Atualmente, discussões ainda são feitas a respeito das características de ciclicidade do relevo e a extrapolação em área, das superfícies erosivas.

Mabesoone (2000), afirma que a maior parte das paisagens subaéreas são palimpsestos, sendo que processos prévios e fases de desenvolvimento podem ser identificadas sob ou dentro de paisagens agora em exumação.

Para o autor (op. cit.) nos últimos 10-20 anos, chegou-se à conclusão de que a história da Terra é essencialmente cíclica, embora existam também algumas evoluções unidirecionais. Os fenômenos são cíclicos, principalmente os que se referem às forças internas, sendo que até mesmo a evolução unidirecional de alguns fenômenos depende de alguma repetição em sua dinâmica.

O erro que se comete com tal abordagem, segundo Mabesoone (2000), é a tentativa de alguns autores em incorporar ou ampliar os dados ou características de uma determinada área, forçando uma escala regional ou global, desconsiderando os detalhes.

Assim, como observado na análise dos resultados obtidos pelo método das paleo-superfícies, comprovou-se o problema em identificar os compartimentos de relevo seguindo as grandes superfícies erosivas regionais.

Devido à intensa compartimentação entre as superfícies locais, a utilização das superfícies como escala de análise deve contribuir apenas como uma orientação, não devendo se basear toda a pesquisa nestas nomenclaturas regionais.

3.2 O Quaternário

O Quaternário, último período do tempo geológico com aproximadamente 2 milhões de anos divide-se em duas épocas de duração evidentemente desiguais, o Pleistoceno, com cerca de 1,6 milhões de anos e o Holoceno incluindo apenas os últimos dez mil anos. Para os estudos de reconstituição paleoecológica a fase vinculada aos últimos 15 mil anos é de extrema relevância, pois além de incluir todo o Holoceno e o final do Pleistoceno, constitui-se segundo Salgado-Labouriau (1994) no intervalo de tempo com maior número de informações paleoecológicas, extremamente importante por incluir a história da nossa civilização e as grandes intervenções do homem sobre os ecossistemas naturais assim como o desequilíbrio que ele pode ocasionar sobre os mesmos.

Segundo a autora (op. cit.), no início do Quaternário toda a flora moderna já existia, sendo que os megafósseis de plantas, os grãos de pólen, os esporos de pteridófitas, os foraminíferos e as diatomáceas encontrados entre os sedimentos quaternários assemelham-se aos atuais, podendo portanto ser relacionados aos gêneros modernos.

O Pleistoceno, que compreende a grande parte do Quaternário, foi proposta em Lyell em 1839 com base na estratigrafia de moluscos.

O Quaternário, segundo Salgado-Labouriau (1994) foi um período de grandes oscilações climáticas, com longos intervalos com temperaturas muito baixas (glaciações) intercalando-se com tempos mais quentes assemelhando-se ao atual. Ainda que tenham ocorrido grandes glaciações no passado como Proterozóico e Permocarbonífero, o Quaternário é designado como “A grande Idade do Gelo” e tem chamado a atenção de cientistas pois configuram-se em modelos para entender as glaciações de um passado mais remoto.

Segundo a autora (op. cit.), vários métodos atestam que a temperatura do mar começou a diminuir ao final do Plioceno, sendo que este grande resfriamento resultou no avanço das geleiras para as baixas latitudes em ambos os hemisférios, ocasionando a primeira grande glaciação do Quaternário, ocorrida no início do Pleistoceno. No entanto há evidências de glaciações menores desde 5 M.a. no hemisfério norte e desde 15 M.a. no hemisfério Sul, ocorrendo portanto dúvidas quanto à existência da época Pliocênica e quanto ao início do Quaternário.

3.2.1 As Glaciações do Quaternário

De acordo com Salgado-Labouriau (1994), as glaciações, durante o Quaternário com cerca de 100 mil anos de duração, alternaram-se com fases de temperatura mais quente e de menor duração com cerca de 20 mil anos, compondo os interglaciais.

As análises de sedimentos dos fundos oceânicos evidenciaram pelo menos 16 ciclos em que a temperatura da superfície do mar baixou em relação à atual, sugerindo no mínimo 16 glaciações de intensidades variadas. Já as análises em sedimentos continentais indicaram 5 modificações mais expressivas na temperatura.

No que se refere às evidências geomorfológicas, 5 já são conhecidas, possuindo o nome da região onde foram inicialmente descritas, sendo que a seqüência mais antiga corresponde à região dos Alpes e vale do Reno. A mais antiga denominada Danúbio (Donau) não foi encontrada em muitas regiões, a mais recente Würm-Wisconsiana teve início há cerca de 100.000 anos e terminou a uns 12.000 anos atrás e seus efeitos são marcantes tanto sobre a superfície do continente quanto sobre o nível dos mares.

3.2.2 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 o soterramento da superfície.

Outro importante valor científico de tais depósitos, segundo Suguio (2001), 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.

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 Suguio (2001), 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.

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 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.

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.

3.2.2.1 A Fácies Eluvial

Segundo Corrêa (2001), a fácies eluvial engloba a cobertura residual de regolito ainda *in situ*. Esta se forma pela decomposição direta da rocha-mãe. Este ambiente é normalmente representado por uma série de perfis, as vezes truncados, de espessura variável, e ocorrência restrita na paisagem. Dependendo de sua situação topográfica e grau de exposição eles podem ser prontamente atacados pela erosão.

O tipo de energia envolvida no ambiente eluvial é primordialmente química, como resultado da degradação da rocha-mãe. O principal fator limitante para o seu desenvolvimento é a ocorrência de transporte intermitente de material, especialmente movimentos de massa. Esses remobilizam a fácies eluvial e a transformam em coluvial.

Para o autor (op. cit.), os materiais resultantes da eluviação assumem as formas mais diversas, sendo normalmente uma função do tipo de intemperismo e do tempo. Assim, tais depósitos podem variar sua granulometria de muito finos a grossos e exibir minerais em fases estáveis ou instáveis, de acordo com o tipo de alteração e intervalo de tempo que estiveram submetidos a este tipo de alteração.

Assim como a litologia, a textura pode também variar de acordo com o tipo de material que resulta da alteração da rocha-mãe. Tais depósitos não exibem estruturas sedimentares propriamente, e os perfis mais desenvolvidos podem exibir uma zonação que é consequência da pedogênese.

Para Corrêa (2001) os depósitos eluviais são definidos, no campo, por suas relações geométricas. Para este autor, o mesmos ocorrem normalmente como coberturas delgadas sobre a rocha-mãe. Se eles são remobilizados encosta abaixo, eles passam lateralmente a colúvio, o que ocorrerá de acordo com o ângulo da encosta. As propriedades dos solos residuais sob condições tropicais, especialmente a porosidade e capacidade de infiltração, podem desencadear deslizamentos profundos sob certas condições de tempo.

3.2.2.2 A Fácies Coluvial

A definição do termo colúvio tem sido controversa e será discutida adiante em um item específico. Mas de modo geral, seguindo a proposta de Corrêa (2001) optou-se por utilizar esta definição para qualquer depósito sedimentar que se acumule ao longo de uma encosta em consequência do transporte gravitacional, a despeito do conteúdo original de água nesses materiais.

Segundo o autor (op. cit.) os colúvios têm sido usados como fonte de dados para reconstruir a história geomórfica das paisagens. A evidência para eventos pretéritos pode ser reconhecida pelo desenvolvimento de horizontes incipientes, estratificação ocasional do depósito ou sobrevivência de estruturas sedimentares, separação de depósitos por lentes de materiais de outras origens (*stone-lines*) e incorporação de materiais datáveis. A interpretação desse material requer, entretanto, uma compreensão de suas posições numa paisagem antiga.

No entanto, horizontes de solos bem preservados são mais comumente encontrados em planícies de inundação e outras áreas deposicionais de baixo gradiente. Estes são menos preservados em talus, colúvios e depósitos de leque, que normalmente são limitados em sua distribuição espacial e podem ser o resultado de eventos formativos de caráter mais local do que regional.

Para Corrêa (2001) em linhas gerais, os modelos mencionados acima admitem que os processos que respondem pelas sequências coluvionares marcam a transição de um período mais úmido para um mais seco. Com a deterioração do clima, a cobertura vegetal densa começa a ser substituída por mosaicos mais abertos. A erosão em lençol gradualmente remove as frações mais finas, e ao final do período seco os pavimentos rochosos teriam se desenvolvido ao longo da meia e baixa encosta – contanto que o material original contenha uma proporção

substancial de fenoclastos. Estes pavimentos rochosos são formados pelas frações mais grossas que não puderam ser removidas pela erosão pluvial e são compostos por fenoclastos residuais e cascalhos. Se um episódio mais úmido sobrevier, os processos pedogenéticos são reforçados mais uma vez e a drenagem disseca os depósitos. O desencadear de um novo episódio seco libera o material intemperizado situado a montante da proteção efetiva da vegetação e dá lugar à formação de sequências coluvionares. Com o soterramento dos pavimentos rochosos pelo material recém liberado à montante as linhas de seixos inumadas se formam.

3.2.2.3 Leques de Fluxos de Gravidade

Para Reading (1996) a designação genérica de leques de fluxo de gravidade refere-se aos leques de tamanho reduzido que se desenvolvem à frente de escarpas íngremes, principalmente em paisagens semi-áridas. O autor afirma que tais depósitos também são encontrados em climas mais úmidos devido às fortes torrentes, onde quer que ocorra uma disponibilidade de clastos finos e regolito espesso na área fonte.

Segundo Corrêa (2001), em áreas tropicais os fluxos de detritos são gerados por tempestades, de baixa recorrência e alta intensidade. Essas evacuam os detritos que se acumulam nas bacias de primeira ordem e gargantas. O fluxo resultante pode ter diferentes graus de coerência como função do conteúdo de finos. As unidades deposicionais formadas por fluxos de detritos têm, em média, dois metros de espessura e têm uma fábrica matriz suportada. Fenoclastos anômalos são comuns e alguns podem aflorar acima da superfície do depósito. Intenso cisalhamento nas seções distais do fluxo podem causar uma inversão na granulometria, devido à mistura de materiais.

Para o autor (op. cit.) tempestades convectivas tais como aquelas que afetam o Sudeste do Brasil, a partir do final da primavera e no verão, tendem a promover uma resposta rápida e extensa no fator de segurança a baixas profundidades no solo. Tempestades ciclônicas, mais comuns no outono/inverno, produzem uma resposta mais gradual, e a região de provável ruptura localiza-se a maior profundidade. Portanto, a mudança de padrões sinóticos dentro do Holoceno pode ter gerado um conjunto diferente de respostas geomorfológicas nas encostas. Outra possibilidade é que a maior incidência de precipitações convectivas tenha, em

um dado momento, desencadeado um número maior de movimentos translacionais rasos e erosão laminar. Assim, não só o tipo de sistema perturbado, mas também a sua recorrência passam a determinar a formação dos depósitos.

3.2.3 As Glaciações Quaternárias e Variações do Nível do Mar

É essencial nos estudos geomorfológicos a identificação dos diferentes níveis de base que comandam o transporte e deposição de sedimentos em um compartimento de relevo. Do mesmo modo, as tentativas de resgate paleoclimático, contribuem na reconstituição de ambientes. Um dos objetivos desta pesquisa.

Este item analisa, portanto, a questão das oscilações do nível do mar (nível de base principal) e a interferência das glaciações quaternárias neste processo.

Ketzer et al (1994), propõe algumas correlações sobre as oscilações do nível do mar, analisando os setores S e SE da costa atlântica do Brasil.

Segundo Ketzer et al (1994) um grande número de plataformas continentais estudadas em todo o mundo têm apresentado indícios de oscilações do nível do mar durante o Quaternário. Através de levantamento batimétrico, registros ecobatimétricos e perfis batimétricos, os autores constataram a presença de cinco rupturas na plataforma continental em profundidades de -20/-25 m, -32/-465 m, -60/-70 m, -90/-100 m, -120/130 m.

Ketzer, et al. (1994) analisando a curva paleoclimática estabelecida por Servant (1984) observam que no início da transgressão holocênica, aos 17.500 anos AP, o clima apresentava-se frio mas apresentando variações. Segundo a referida curva paleoclimática de 16.000 a 11.000 anos AP, o clima passou de úmido a temperado seco, caracterizando assim um período interglacial, e um novo período glacial teria ocorrido entre 11.000 e 10.000 anos AP ocasionando estabilização do nível do mar.

Entre os 10.000 e 9.000 anos BP o clima tornou-se mais quente ocasionando nova subida do nível do mar, seguindo para um período curto de clima frio o qual ocasionou uma pequena regressão com segunda fase de estabilização do nível do mar. Identificou-se ainda, no mesmo estudo, que de 8.000 anos a 5.000 anos AP o clima passa de úmido a úmidos com temperaturas elevadas. De 5.000 anos a 3.500 anos AP, o clima volta a apresentar temperaturas amenas. E é a partir de 3.500 anos AP que o clima começou a mudar para temperado quente, com aumento da

temperatura e desenvolvimentos de florestas, sendo que os rios também se tornam mais caudalosos.

Com base nestas afirmações, Ketzer et al. (1994) concluem que durante os períodos de clima frio a velocidade de subida do nível do mar diminui formando novas linhas de costa, caracterizando rupturas atuais na Plataforma Continental na região sudeste e sul do Brasil. Correlacionando as idades e os setores de rupturas, foi possível organizar a tabela abaixo.

Tabela I – Relação entre as Idades e as Rupturas encontradas no Talude Continental.

Idade (anos AP)	Rupturas (nível em m)
8.000	-20/-25
9.000	-32/-45
11.000	-60/-70
15.000	-90/-100
17.500	-120/-130

Fonte: Ketzer et al (1994)

Salgado-Labouriau (1994) afirma a última glaciação, Wurm-Wisconsin, possui os efeitos mais estudados, sendo que é possível extrapolar suas explicações para as glaciações mais antigas.

Entre as modificações proporcionadas pelas glaciações, as mudanças do nível do mar, estão entre as mais significativas aos aspectos geomorfológicos por controlar os processos que tem o nível de base como elemento propulsor. O encontro de registros fósseis de conchas marinhas, bancos de corais e depósitos marinhos em setores acima do nível do mar confirmam a hipótese de que o mar já atingiu níveis altimétricos superiores aos atuais. No entanto, para a autora (op. cit) diversos eventos oscilatórios teriam ocorrido e atualmente o nível dos mares estaria se elevando, além disso o próprio peso das geleiras provocando o rebaixamento dos continentes e movimentos orogênicos influenciariam a relação do nível do mar.

Segundo Salgado-Labouriau (1994), através da observação direta dos cordões litorâneos submersos, afirma que o nível do mar baixou entre 70 e 180 m

durante a última glaciação, sendo a estimativa que cerca de 58 km³ de água oceânica foi removida e congelada neste tempo.

O efeito do recuo dos mares em relação aos continentes, está vinculado primeiramente ao aumento da superfície continental por incorporação de parte da plataforma continental. Tanto a expansão de biomas do interior continental ocorreu em fases regressivas, como também espécies litorâneas como o mangue se deslocaria em direção ao continente em fases transgressivas.

Sobre os climas regionais, o aumento da continentalidade propicia clima com índices mais extremados com invernos mais frios e verões mais quentes, além de aumento de aridez em latitudes onde se encontram áreas desérticas. Com isso também ocorre a redistribuição dos ecossistemas.

3.3 Morfogênese e Pedogênese nas Regiões Quentes e Úmidas

Estas modificações climáticas com certeza apresentam diversidades locais, principalmente quando se compara o clima frio e seco ao quente e úmido. Sabe-se que, mesmo que as glaciações não tenham interferido diretamente na paisagem brasileira, as mesmas influenciaram a temperatura e a intensidade das correntes marítimas, alterando conseqüentemente as temperaturas no continente e os processos geomorfológicos a elas associadas.

Considerou-se necessário portanto, estabelecer através da revisão bibliográfica a diferenciação na dinâmica geomórfica entre ambientes temperados e tropicais, associando a intensidade da morfogênese e pedogênese, respectivamente.

Neste contexto, os fenômenos da morfogênese e da pedogênese possuem importância não apenas na formação do relevo, mas envolve discussões entre os diferentes ramos científicos como Geomorfologia, pedologia e Geologia.

A pesquisa bibliográfica efetuada, apresenta noções a respeito das inter-relações entre estes dois fenômenos, suas especificidades, sendo estas proposições vinculadas a autores os quais possuem opiniões diferenciadas procurando entender a evolução do relevo.

De acordo com Tricart (1968), é evidente que o objeto de estudo da Geomorfologia aproxima-se das preocupações do pedólogos, sendo que o

Pedologia engloba alguns temas integrantes da Geomorfologia, como por exemplo a fragmentação e alteração das rochas.

Para o autor (op. cit.), a Geomorfologia, preocupada com o estudo das características da superfície da Terra, possui também como interesse específico a análise dos fenômenos que atuam sobre a mesma. Também as modificações físico-químicas que ocorrem em profundidade, contribuem na preparação do material, seu transporte e acumulação, já que estes fenômenos comandam a esculturação do relevo.

Levando em consideração estas informações, identifica-se que há uma inter-relação entre a pedogênese e a morfogênese, já que estas alterações que ocorrem em profundidade, contribuem na formação do solo, pois o material que lhe compõe tem como um de suas fontes a rocha que o embasa, sendo esta formação superficial, considerada autóctone.

Outro exemplo desta relação, seria a atuação da vegetação na esculturação do relevo como também na formação do solo. A proteção do horizonte A e até mesmo o B dos solos, contra o escoamento superficial e subsuperficial contribui para o desenvolvimento de solos mais profundos, uma vez que esta vegetação diminui a taxa de transporte ao longo de uma vertente. Da mesma forma o relevo sofrendo interferências desta cobertura vegetal, em conjunto com solos espessos, propicia a gênese de relevos mais suaves, exceto casos em que aflore a rocha sã.

Tricart (1968), mesmo ressaltando que a Geomorfologia necessariamente interfere com a Pedologia, refere-se ao processo de pedogênese – em seus resultados globais – como um dos elementos da morfogênese.

O autor (op. cit.), realiza ainda a hierarquização taxonômica do relevo, sendo que a geomorfologia estaria subordinada à geologia estrutural, já que são as ações internas que comandam a localização dos conjuntos de camadas, nos quais o relevo é esculpido. Além disso, elementos como o vulcanismo, metamorfismo e outras deformações tectônicas, também interferem no desenvolvimento da morfogênese de uma determinada área.

Nesta mesma linha de raciocínio, Tricart (1968), afirma que a evolução geomorfológica fornece um ambiente propício à formação e evolução dos solos.

Assim os solos são submetidos concomitante em sua formação, às ações morfogenéticas como escoamento, erosão, deflação eólica e movimentos de massa que interferem na evolução dos perfis.

O autor (op. cit.) estabelece ainda as relações entre a morfodinâmica e a pedogênese analisando feições geomorfológicas e as trocas de energia que se desenvolvem sobre estas feições.

Para que se compreenda esta dinâmica torna-se necessário a análise do ciclo hidrológico, já que a água como o decompositor universal, através de suas três formas de ação; escoamento superficial, infiltração e evaporação alteram a composição dos minerais, pelo intemperismo químico propiciando sensivelmente a transformação do relevo.

Este “jogo de forças” do ciclo hidrológico permite diferenciações na inter-relação entre a formação do solo e do relevo. No caso de uma vertente a fração que escoar, constitui segundo Tricart (1968), um fator negativo para a pedogênese, mas é um fator positivo para a morfogênese, já que o escoamento atua sobre o solo, desenvolvendo processos erosivos que dissecam a superfície.

A fração que infiltra, no entanto privilegia a pedogênese atuando como um agente lixiviante. A água que permeia o contato entre a vertente e o substrato mais impermeável, ocasiona um fluxo entre as partículas, desencadeando deslizamentos que alteram os perfis de solos.

Segundo Tricart (op. cit.), em um sítio geomorfológico submetido à processos de ablação e ao transporte, a pedogênese está sob a dependência estreita da morfodinâmica, sendo que este equilíbrio entre a pedogênese a morfogênese nada mais é do que o resultado da dinâmica que ocorre especificamente entre uma área juntamente com os atributos que interagem neste lugar.

Outro fato a se destacar, trata-se da velocidade em que se desenvolvem paralelamente a pedogênese e evolução do relevo. Constata-se neste sentido que no caso específico dos solos, o material da superfície desenvolve-se mais lentamente do que as camadas que se encontram em profundidades maiores.

Compreende-se deste modo que o meio geomorfológico, não apenas fornece meios para o desenvolvimento da pedogênese, mas propicia a interação simultânea do sistema natural, entre os processo que em conjunto atuam na evolução tanto dos solos quanto dos relevos.

Os setores de acumulação de sedimentos ou materiais mais grosseiros, que são transportados de outras áreas de maior altitude comportam-se para Tricart (1968), como locais onde ocorrem certo equilíbrio entre estes dois fenômenos responsáveis pelo modelado do relevo.

Nos caso das planícies fluviais, inundadas periodicamente, constata-se que são privilegiados a pedogênese levando em consideração a dinâmica de sedimentos finos, ricos em nutrientes que possibilitam a instalação de vegetais.

No entanto, dependendo da competência de fluxo da drenagem, elementos grosseiros são depositados freqüentemente, formando diques de silte e areia, soterrando os solos existentes, impedindo assim o desenvolvimento mais intenso da pedogênese.

Os paleossolos são de interesse relevantes na discussão da interfície morfogênese e pedogênese, já que a conservação destes encontra-se relacionada à intensidade destes processos citados, em uma determinada área.

Os terraços fluviais, que são caracterizados como antigos setores cuja acumulação dava-se pelos fluxos da drenagem (várzea ou planície de inundação), e que antes sofria a ação direta de agentes geomórficos os quais controlavam a sedimentação, atualmente está sob a ação da pedogênese. Neste caso, ocorre a ação de dois fatores morfogenéticos, a acumulação dos aluviões e o período de entalhamento do talvegue.

Nota-se ainda, segundo o autor (op. cit.), que processos erosivos responsáveis pelo desencadeamento de formas como as voçorocas e ravinas, diminuem a infiltração, por possibilitarem o escoamento superficial, configurando-se como um obstáculo para a pedogênese.

De acordo com Hall (1983), as superfícies geomorfológica são também o resultado de complexos fenômenos decorrentes da erosão, deposição e atividade tectônica que ocorrem nas proximidades da superfície terrestre.

Deste modo, constata-se que se este intemperismo, tanto químico quanto mecânico, ocorre na “epiderme” do relevo e estas transformações ocorrem contribuindo no espessamento do manto de alteração. Esta dinâmica propicia a formação do solo, cujo desenvolvimento também se fará em intensidades diferentes.

Nesta discussão sobre as intensidades diferenciadas de morfogênese e pedogênese em áreas tropicais úmidas, Queiroz Neto (2000), afirma que “tanto a geomorfologia como a pedologia, mantém um vínculo umbilical com outro ramo das ciências da terra; a Geologia”.

Esta afirmação encontra respaldo pelo fato dos solos serem provenientes da alteração e erosão das rochas, e interferirem de maneira decisiva nos processos geomorfológicos.

Para o autor (op. cit.), o solo tem sua história ligada à própria história do relevo, sendo que através de estudos em cronossequência, há como identificar as relações estreitas entre os fenômenos de pedogênese e morfogênese através do grau de evolução e seqüência de intemperismo.

Esta correlação entre a idade do solo e a idade das unidades geomorfológicas, permite a análise das formações superficiais e/ou depósitos correlativos, sendo possível compreender a dinâmica que rege o modelado do relevo.

Deste modo para Queiroz Neto (op. cit.), o solo não deve ser entendido apenas como parte integrante do relevo, mas sim como um indicador de processos e mecanismos de sua evolução. Sendo que muitas vezes as formas evoluem conjuntamente com os sistemas de transformação pedológica e com os processos erosivos.

Para o autor (op. cit) o motor inicial da modelagem do relevo é de natureza essencialmente geoquímica, assim como estas alterações ocorrem significativamente nas formações superficiais, o desenvolvimento das formas de relevo não é apenas decorrente da ação paleoclimática, mas o próprio solo contribui para esta esculturação.

No entanto, deve-se esclarecer que todos os elementos então inter-relacionados contribuem para a gênese e evolução do mesmo.

Segundo Millot (1983), o manto de alteração nutre-se na base e destrói - se no topo, sendo que alteração e pedogênese constituem, portanto, processos através dos quais se dá a retirada de matéria via soluções e também, uma etapa preparatória intermediária que culminará com a erosão mecânica, via escoamento superficial.

Levando em consideração que entre os fatores que formam o relevo está diretamente ligado à evolução das encostas, torna-se necessário a análise e explicação de alguns fenômenos e movimentos de massa, que agem com maior intensidade e velocidade nas regiões tropicais.

De acordo com Pinheiro (1971), os movimentos de terra podem ser classificados em desmoronamentos, escorregamentos e fluimentos. Para o autor (op. cit.) em um desmoronamento o terreno desloca-se rapidamente, em queda livre, aos saltos ou rolando pelo talude. No escorregamento há um deslocamento rápido ,

mas de duração relativamente curta, onde a massa de terra possui um centro de gravidade que se desloca para baixo e para fora do talude.

No caso do fluimento, o deslocamento do terreno é lento, não se identificando uma superfície de escorregamento entre o nível primário em que se encontrava a massa de terra e o terreno estacionário. No que se refere ao fluimento, tem-se o *Creep*, que segundo Pinheiro (1971), “é o deslocamento da capa detrítica superficial dos terrenos inclinados. Esse movimento é realizado com extrema lentidão, a ponto de se tornar imperceptível a olho nu; é motivado pela ação da gravidade e facilitado pelo efeito lubrificante da água, e ainda por vários fenômenos, como o aquecimento e resfriamento, umidificação e secagem, desenvolvimento de vegetais, etc...”

A importância morfogênética do *creep* (rastejamento) se dá porque, de acordo com a variação de intensidade e periodicidade ao longo das encostas, há o recuo paralelo da vertente, propiciando a modificação da forma da mesma, como a atenuação ou acentuação das declividades.

Outros fenômenos como a saltação biológica, a saltação pluvial, a infiltração e percolação são movimentos lentos do fluimento que ocorre no solo, contribuindo na esculturação das formas de relevo.

Não se deve omitir que a dinâmica destes processos citados são possíveis, graças à atuação da água que permite os deslocamentos rápidos no terreno tanto em superfície quanto subsuperficialmente, contribuindo também na decomposição dos materiais que ocorrem neste terreno.

No que se refere ao escoamento superficial, sabe-se que durante e logo após as precipitações pluviométricas, tem-se o escoamento difuso, no qual um lençol contínuo de água percorre a vertente desagregando e carreando sedimentos até o vale. No caso do escoamento concentrado o mesmo é caracterizado por pequenas torrentes, as quais resultam de fatores como intensidade das chuvas e forte declividade.

Outro aspecto que instiga à discussão a respeito desta temática sobre as relações entre morfogênese e pedogênese, refere-se ao conceito de Catena.

Para Gerrard (1981), o conceito de catena está relacionado à processos que revelam a história da paisagem, considerando é claro, o relevo como um dos atributos da mesma. A catena tem um estreita relação entre a gênese da vertente e a pedogênese. A declividade da vertente segundo o autor (op.cit) é um dos fatores mais importantes que ocasionam variações nas condições de umidade do solo.

Deste modo a ação da drenagem é um grande fator de diferenciação dos solos de uma catena.

De acordo com Hall (1983), o conceito básico de catena está vinculado à oscilação e distribuição da água nas vertentes.

Deste modo, cada catena é resultado de uma complexa dinâmica entre os processos que ocorrem no solo e na vertente, sendo influenciados pela diferenciação na proporção de erosão e deposição que ocorrem em setores distintos da vertente.

A ação do lençol freático, sujeito às flutuações sazonais, interfere na dinâmica do solo e no transporte de sedimentos pela vertente, tanto superficialmente quanto em sub-superfície. Esta variação no gradiente de umidade coloca-se como importante fator na gênese da catena.

Hole (1976, apud Gerrard, 1981), define catena como um “grupo de solos desenvolvidos a partir de materiais iniciais similares.”

Scheidegger (1986), estabelece o conceito de catena como tipos de solos encontrados em seqüência topográfica, destacando que tal fenômeno ocorre principalmente nas regiões úmidas onde a água é o agente de maior potencial de erodibilidade do relevo.

Para o autor (op. cit.), levando em consideração um perfil esquemático de uma catena, constata-se que a mesma pode ser dividida em:

1. Região eluvial: fornecedora de materiais;
2. Região coluvial: onde o transporte é mais intenso;
3. Região aluvial: setor de deposição dos fragmentos.

O estudo mais detalhado a respeito da catena, pode resultar em importantes contribuições sobre os processos que se desencadeiam nas vertentes, principalmente nas regiões de clima quente e úmido, onde a velocidade das mesmas se desenvolverem são maiores.

Constata-se, portanto, que não há como desvincular a pedogênese e a morfogênese, uma vez que todos os processos estão entrelaçados na formação do geomorfológico.

Ocorre certamente, a diferença na intensidade destes processos, pois levando em consideração que os agentes escultores do relevo também possuem especificidades distintas, têm-se elementos que ora favorecem a pedogênese e ora propiciam a morfogênese em velocidades também diferenciadas.

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

Os complexos de rampa de colúvio caracterizam-se com formas vinculadas aos anfiteatros.

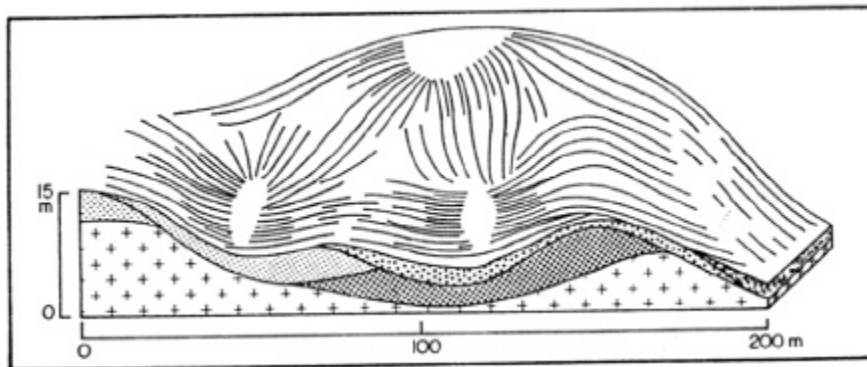
Meis (1977), utilizando contribuições de Hack (1965) e Ruhe (1975) define anfiteatro como toda e qualquer encosta em que as curvas de nível se apresentam côncavas com referência ao núcleo rochoso. Geralmente estão vinculados as cabeceiras de drenagem como extensão final das depressões lineares. Com forma 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 09).

Figura 09 – Bloco-diagrama esquemático da evolução dos “complexos de rampa”



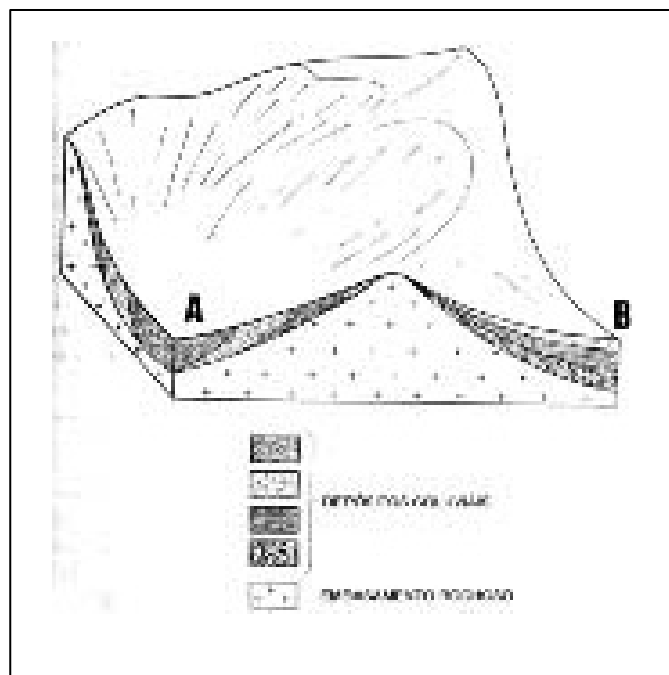
Fonte: Meis e Moura (1984)

Quanto aos padrões básicos de comportamento das unidades coluviais 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 coluviais 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 10).

Figura 10 – Modelo deposicional de um Anfiteatro.



Esquema evolutivo de cabeceiras de drenagem sob condições diferenciadas de dinâmica do nível de base, observadas a partir das características dos contatos da seqüência deposicional. A – camadas descontínuas com contato erosivo; B – camadas contínuas e superpostas. Fonte: Moura (1998)

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 C₁₄ 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 adjacente (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 fluviais 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 milés a centenas de anos, período que compreenderia o alcance das datações por C¹⁴ (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.

3.4.1 Rampas de Colúvios

Segundo Moura et al, (1999), as paisagens tropicais apresentam entre os demais aspectos, significativa cobertura do relevo caracterizada por materiais inconsolidados (regolito), vinculados à alteração in situ do substrato rochoso (elúvio) e da remobilização deste material por processos de encosta e a própria dinâmica fluvial.

Neste contexto, os depósitos coluviais possuem importante papel nestas áreas já que a ocorrência de processos erosivos sobre o regolito, causam a instabilidade do mesmo gerando camadas superpostas de materiais coluviais.

Moura et al. (1996), ressalta que estas feições de rampa ganham importância nos estudos geomorfológicos das regiões tropicais úmidas, pois configuram tanto em superfície como sub-superficialmente, relações intrínsecas à dinâmica das cabeceiras de drenagem não canalizadas e anfiteatros, caracterizando-se portanto, como unidades fundamentais na análise da evolução do relevo.

De acordo com as autoras (op. cit.), estas feições reproduzem em sua estrutura subsuperficial (seqüência deposicional) uma complexa dinâmica, que contribui na reconstituição dos processos evolutivos, da identificação da distribuição

espacial das coberturas pedológicas, além de fornecer subsídios para o controle sobre os mecanismos atuais de degradação ambiental.

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 Deposicionais e Seus Significados Geomorfológicos.

FEIÇÕES DEPOSICIONAIS COM SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO	
FEIÇÕES DEPOSICIONAIS QUATERNÁRIAS	SIGNIFICADO MORFOLÓGICO
Complexos de Rampa de Colúvio	Feições deposicionais inclinadas associadas à coalescência de depósitos colúviais 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 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.

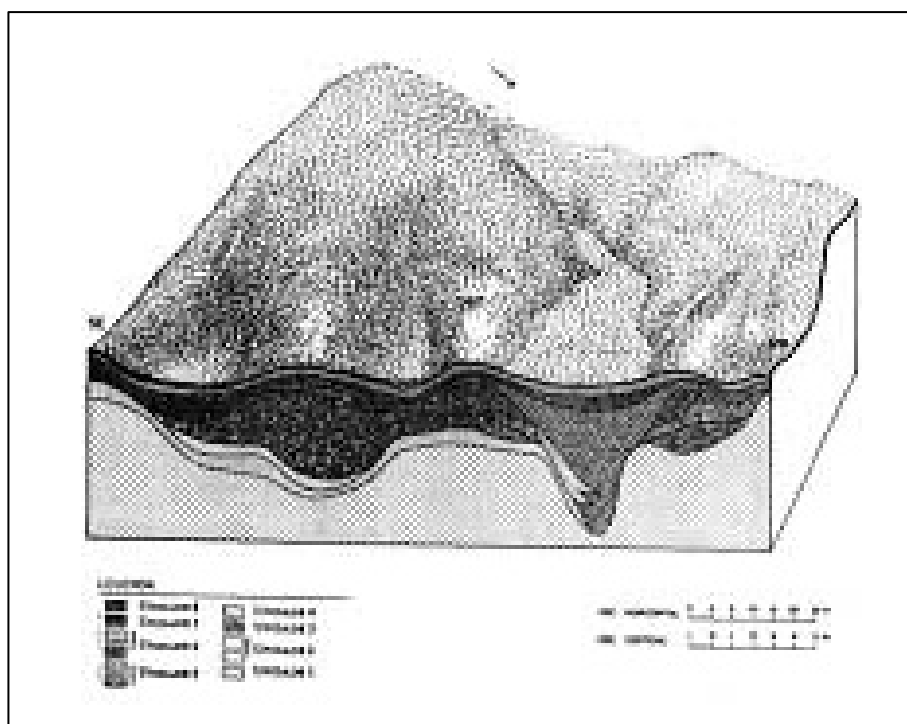
Fonte: Moura (1998)

3.4.2 Modelos Evolutivos dos Complexos de Rampa

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 11).

Figura 11 – 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)

TIPOLOGIA PARA ANFITEATROS		
Tipos de anfiteatros	Morfologia	Evolução
HC	Geometria côncava em planta e perfil. Coalescência de rampas convergentes para o eixo das reentrâncias topográficas – complexo de rampas.	Movimento de massa ou voçorocamentos reafeiçoamentos pelas colúvias posteriores.
HCA	Hollows côncavos articulados ao nível de base da drenagem atual.	Movimentos de massa ou voçorocamentos reafeiçoados por eventos colúviais subsequentes. A dinâmica das encostas acompanha o reencaixamento da drenagem.
HCS	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.
HCP	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)

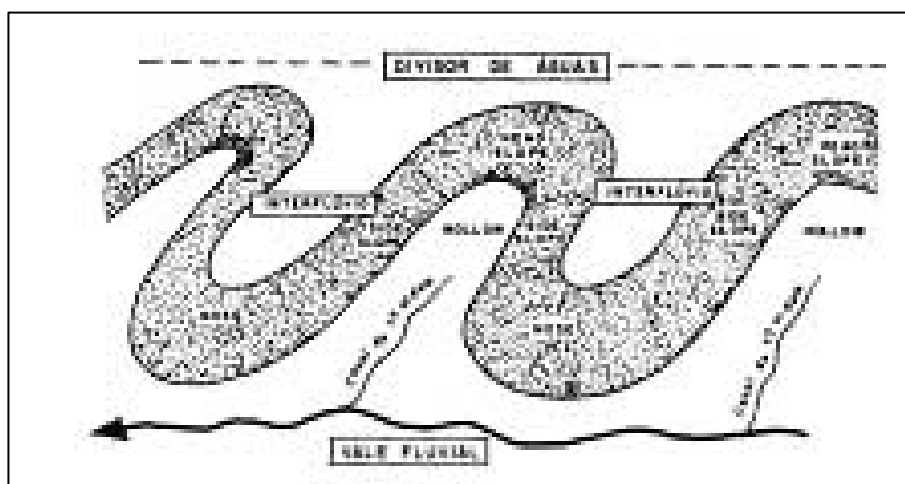
Quanto a descrição das propriedades tridimensionais da topografia nas cabeceiras de drenagem em anfiteatro, Hack e Goodlet (1960) e Hack (1965) fazem a seguinte classificação (Figura 12).

- 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.

Figura 12 – Elementos geomórficos de encostas em cabeceiras de drenagem.



Fonte: Moura (1998)

3.4.3 Datação Relativa em Rampas Colúviais

Os complexos de rampas de colúvios têm sido utilizados durante vários anos nos estudos geomorfológicos e geológicos como parâmetros para a datação relativa das formas de relevo de uma determinada área.

Até mesmo pela insuficiência de técnicas que permitissem a datação de materiais de maneira mais coerente, as primeiras pesquisas no Brasil a respeito da evolução das formas de relevo, estavam baseadas na localização dos depósitos correlativos, no formato destes depósitos e no tipo e granulometria destes materiais.

Tais estudos tiveram maior expressão diante das tentativas de se estabelecer a caracterização paleoecológica do território brasileiro. Neste contexto dois elementos foram extensamente pesquisados, inicialmente sob a ótica das altas latitudes, devido à visita de pesquisadores norte-americanos e europeus às Instituições Brasileiras. Os referidos elementos vinculam-se às cascalheiras e linhas de pedras que estando associadas aos colúvios e paleossolos, resultam até hoje em discussões a respeito de suas origens.

Para Queiroz Neto (2001), as pesquisas sobre as formações superficiais no Brasil, trilharam dois caminhos distintos; o estudo dos depósitos correlativos e o mapeamento de detalhe. Assim, no presente trabalho optou-se por consultar bibliografia sobre estas deferentes linhas teóricas, objetivando assimilar as contribuições de ambas na história das reconstituições paleoecológicas no Brasil.

É possível destacar neste contexto, as contribuições fornecidas pelas numerosas publicações dos professores Aziz Nacib Ab'Sáber, Jean Tricat, Margarida Maria Penteado Orellana, Antônio Christofolletti Mousinho, Maria Regina Mousinho de Meis, José Pereira de Queiroz Neto, Lylian Coltrinari e mais recentemente, Josilda Rodrigues da Silva Moura e Cláudio Limeira Mello.

Ab'Sáber (1962), estabelecendo um histórico destas pesquisas no Brasil, afirma que a primeira grande contribuição sobre os cascalhos subsuperficiais está atribuída às pesquisas realizadas por Woodworth entre 1908 e 1909 que analisando o relevo da região do Sul de São Paulo e parte do Paraná, identificou cascalhos inumados nas baixas encostas, considerando-os no entanto leitos secos, indícios de inversão de relevo. Woodworth teria analisado estes antigos canais com base na perspectiva morfoclimática.

O trabalho de Woodworth teria segundo Ab'Sáber (1962), alertado aos problemas das teorias glaciárias de Agassiz e Hartt.

Lembra Ab'Sáber (1962), que Setzer em 1949 teria sido o primeiro autor brasileiro a analisar a ocorrência de lençóis de seixos nas encostas dos morros, abaixo dos solos considerados coluviais, alóctones associados pelo autor ao Pleistoceno. No entanto para Ab'Sáber (op. cit.), o trabalho de Setzer apresenta problemas na coerência estratigráfica e cronogeológica.

As descrições de Cailleux (1966) foram também importantes para a evolução do conhecimento sobre as linhas de seixos, descrevendo cortes profundos de solo em São Paulo, Rio de Janeiro, Nordeste e Amazônia. Mas no que se refere aos sedimentos bem selecionados na parte superior à cascalheira, o autor atribui tal característica à presença de termitas, aspecto criticado por Ab'Sáber (1962) e há tempo excluído pelos geomorfólogos.

Para Ab'Sáber (op. cit.), as contribuições de Tricart, Lehmann e Raynal, referem mais aos aspectos climáticos e às tentativas destes em classificar as oscilações climáticas ocorridas no Holoceno e final do Pleistoceno. Lehmann em 1957 caracterizou todas as linhas de seixos soterrados como sendo um pavimento detrítico pedregoso. Raynal também em 1957 infere duas fases morfoclimáticas sucessivas, uma correspondendo a um sistema de erosão dominado pela desagregação física e um evento mais recente onde os fenômenos químicos teriam retornado causando o soterramento das formações cascalheiras. Uma grande contribuição de Tricart estaria na publicação de sua obra "Divisão Morfoclimática do Brasil Atlântico Central" que estabelece uma nova perspectiva à interpretação dos horizontes superpostos de solos nas vertentes.

Realmente, além do importante aspecto histórico notado nas publicações de Ab'Sáber, constatam-se contribuições fundamentais nas tentativas de se estabelecer a paleopaisagem do Brasil no Quaternário.

Segundo Ab'Sáber (1962), a formação e transporte de cascalhos estariam vinculados a uma mudança climática direcionada a um período seco esporádico, possivelmente semelhante ao semi-árido moderado, com a vegetação rala e esparsa, suficientemente aberta e raquítica promovendo a reativação momentânea de uma morfogênese mecânica. Trataria-se de um período seco acidental, mas bem marcado onde os pavimentos fragmentários ou seixosos teriam sido gerados e espalhados pelas antigas encostas por escoamento pluvial. A cobertura detrítica fina

encontrada sobre estas cascalheiras estariam relacionadas à umidificação do clima acelerando as decomposições mais profundas, ocasionando a formação de latossolos e espalhando os detritos finos por colúviação e lençóis d'água lamacentos, amarelados pela presença de argilas e siltes.

Para Ab'Sáber (1962), estes processos, repetidos por dois ou mais milênios, teriam sido contemporâneos à expansão da floresta atlântica ao desenvolvimento das vertentes de morros arredondados.

Christofoletti (1968), também forneceu contribuições ao estudo destes depósitos e considera que a correlação das cascalheiras e paleopavimentos às condições climáticas semi-áridas, constituem interpretação genérica mais cabível ao ambiente brasileiro. No entanto considerar as linhas de seixos como paleopavimentos detríticos relacionados aos climas, além de esquecer as influências periglaciárias, desconsidera a espessura do manto decomposto nas áreas intertropicais quentes e úmidas e outros relacionados ao mesmo.

Christofoletti (1968), lembrou, portanto da importância em considerar a ação periglaciária nos estudos de variações paleoclimáticas. Para o mesmo, as fases de clima semi-árido do Brasil coincidem com as glaciárias em que ocorreu o abaixamento das temperaturas em torno de 6 °C, sendo que para Viadana (comunicação verbal, 2003) esta diminuição seria de no máximo 1 a 2 graus centígrados. Nestas condições semi-áridas a vegetação é escassa e o solo está em sua maior parte descoberto, provocando grande aquecimento diurno e intenso resfriamento noturno.

Para Christofoletti (1968), os processos interglaciais certamente ocasionaram o aumento da temperatura e da umidade intensificando os processos morfogenéticos no decorrer do ciclo anual, aumentando assim a espessura do manto decomposto.

Com relação aos sedimentos situados sobre as cascalheiras Ab'Sáber (1969) inferiu que depósitos de cobertura, de diferentes espessuras e contribuição sedimentológica e geralmente finos, os quais se estendem acima das linhas de pedra, estão relacionadas a umidificação geral que predominou nos climas da região sul brasileira nos últimos milênios.

Constata-se analisando as obras de Ab'Sáber (1962) a importância dada às modificações climáticas. Em concomitância a este autor, Christofoletti (1968)

também defende a idéia do clima na elaboração destes ambientes, ressaltando no entanto, a influência direta das glaciações.

Penalva (1971), analisou sedimentos encontrados em pequenos depósitos espalhados sobre o embasamento cristalino na região de Atibaia, Bragança e Jundiá, esclarecendo que muitos sedimentos ditos Pliocênicos eram na verdade Pleistocênicos.

Nesta área, segundo o autor (op. cit.), os sedimentos possuem origem essencialmente clástica com exceção dos raros restos orgânicos carbonosos e leitos de composição limonítica. Os componentes argilo-siltosos predominam na sequência sedimentar e há um leito de cascalho que ocupa a base dos sedimentos, no contato com as rochas cristalinas e raramente repetindo-se nas camadas superiores.

Penalva (1971), ressaltou que não foram observadas deformações nos sedimentos, sendo que os alinhamentos estruturais a NE não influenciaram a origem dos depósitos. No entanto, mas reconhece a presença de sedimentos espalhados espacialmente e em níveis altimétricos diferenciados.

A análise realizada pelo autor sobre a mineralogia dos sedimentos como as características dos depósitos dos mesmos, levantou a hipótese dos sedimentos estarem vinculadas ao Pleistoceno e não ao Plioceno como as pesquisas da época afirmavam.

Outras contribuições a respeito da origem das cascalheiras e o desenvolvimento dos depósitos correlativos vinculam-se às pesquisas realizadas na Províncias das Cuestas Arenítico-basálticas e Planalto Ocidental Paulista.

Ranzani et al (1972) utilizaram os depósitos correlativos assim como o material que compunha o mesmo para inferir hipóteses sobre a evolução morfológica do Planalto Ocidental Paulista, no município de Itirapina-SP.

Neste caso as concreções ferruginosas teriam importante papel para a análise cronológica da área, já que no caso analisado os autores identificaram correlação com as concreções do Brasil Central, consideradas por Ab'Sáber (1965) como depósitos residuais do terciário antigo.

Ranzani et al, (1972) afirmou que a análise das características físicas e mineralógicas pode indicar se houve remobilização, qual a litologia que sofreu esta ação, como também qual o evento climático que atuava na paisagem.

Sobre o processo de colúviação Ranzani et al, (1972) afirmou que esta fase corresponde a uma transição semi-úmida da fase mais seca dos paleopavimentos para o clima úmido atual, do qual é testemunho o solo superficial. Para os autores (op. cit.), as evidências mais importantes das alterações climáticas estão nas superfícies erosivas separando colúvios e nos paleossolos superpostos que constituem o pedimento detrítico.

No que refere-se especificamente aos paleossolos, Ranzani et al, (1972), identificou que os mesmos eram apenas formados pelos restos de horizontes B ou C, sendo desenvolvido em uma fase úmida e sendo posteriormente “decapitado”. Já a fase de colúviação apresenta-se como a transição semi-úmida da fase mais seca dos paleopavimentos para o clima úmido atual, do qual o solo superficial é testemunho.

Deste modo, segundo os autores (op. cit.) os colúvios do Planalto do Itaqueri possuem suas idades relativas ao Pleistoceno médio e Holoceno, mas apresentam-se com pouca espessura, por causa da incompetência dos processos de transporte num bloco submetido à relativa calma durante esse período e com rede de drenagem muito débil. No caso das carapaças ferruginosas, os autores atribuíram, como sendo elaboradas entre o Plioceno e o Pleistoceno Inferior.

Contribuições que também se tornaram referência aos estudos do Quaternário Continental brasileiro foram efetuadas no vale do Rio Doce, onde a identificação de gerações de colúvio e terraços fluviais evidenciaram influência estrita com as modificações do clima.

Utilizando-se de técnicas mais específicas à morfoestratigrafia no Médio Vale do Rio Doce, Meis (1977) identifica três gerações de rampas colúvias e três gerações de terraço além da planície atual.

Seguindo esta classificação, a denominada R3 estaria vinculada aos glaciais do Winsconsinan, R2 ocasionada pela interdigitação dos sedimentos aluviais com colúvios provenientes das encostas e R1 onde a substancial perda de água por infiltração levou as águas do escoamento superficial a construírem, sobre o terreno arenoso, pequenos cones de piemonte, passando os filetes d'água a meandrar e a depositar os sedimentos finos em alagadiços.

Para Meis (1977), variações nas condições climáticas teriam sido responsáveis por uma generalizada desaceleração dos processos de denudação

das encostas, passando ao mesmo tempo pela intensificação do papel desempenhado pelos cursos d'água como agentes modeladores da paisagem.

Durante o Holoceno, segundo a autora, um regime de chuvas mais bem distribuído sob densa cobertura vegetal, teria desestimulado a erosão das encostas, instalando uma nova rede de drenagem no Médio Vale do Rio Doce, parcialmente superimposta e desajustada em relação à paisagem anterior (pleistocênica).

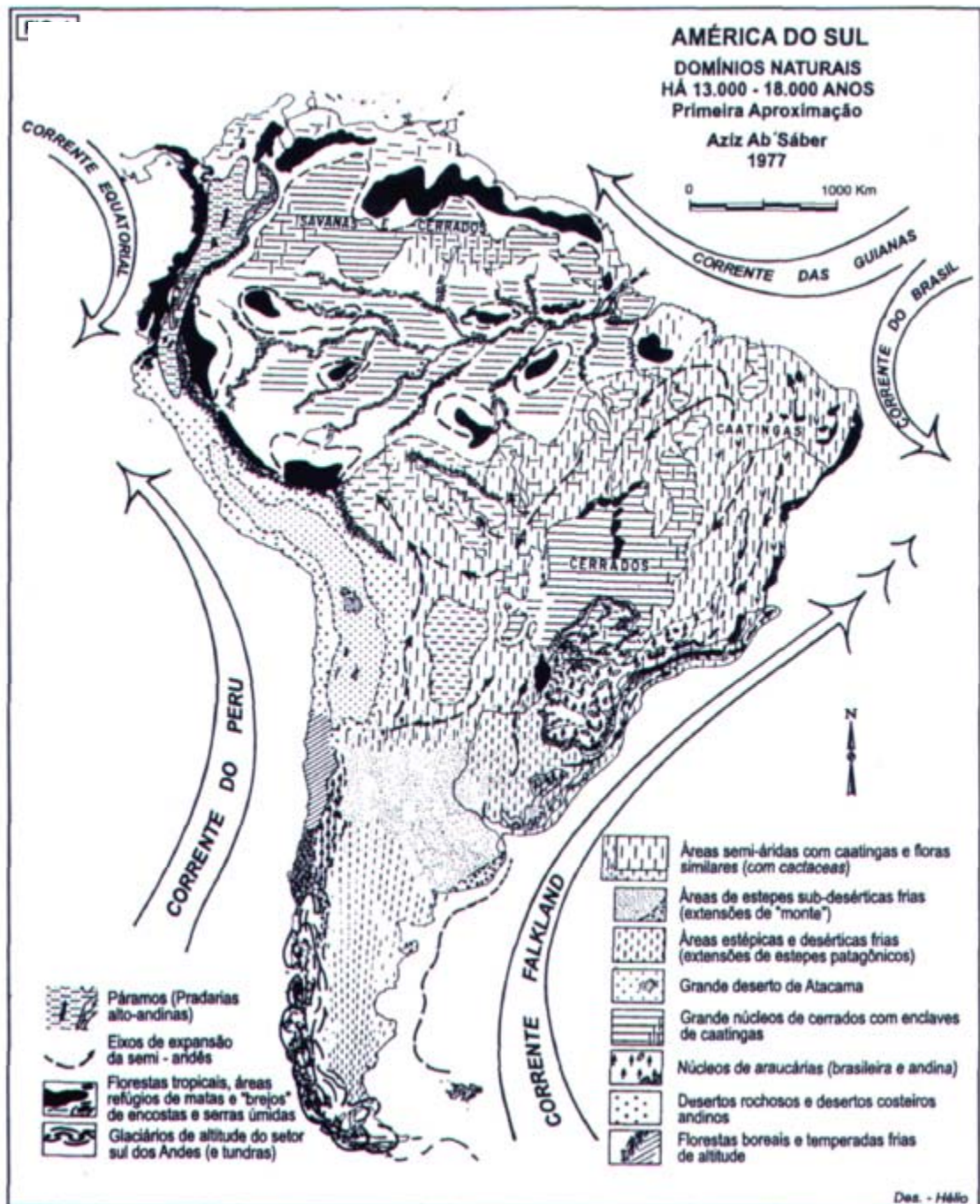
Conforme prosseguiram as pesquisas sobre os depósitos correlativos, reforçando a idéia das alterações climáticas no desenvolvimento das cascalheiras, diversos autores passaram a rever ou aprimorar sua teorias.

A presença de cobertura detrítica, vinculada ao período de clima de savana (Pleistoceno), além de representar uma primeira etapa de transporte dos clásticos, contribuiu para a sistematização do paleoclima.

Ab'Sáber (1979), revisando suas obras anteriores sobre as cascalheiras, esclarece que as observações geomorfológicas sobre documentos paleoclimáticos permitiram correlacionar os períodos glaciais com as fases secas, e, os períodos interglaciais com fases quentes e úmidas, mais ou menos similares às atuais.

No entanto segundo o autor (op. cit), a correlação de estudos sedimentológicos, biogeográficos, pesquisas efetuadas na Amazônia e o mapeamento do início da década de 70 até a década de 90 pelo RADAMBRASIL ocasionaram uma reorientação a esta relação. Resultado este, produzido no Mapa dos Domínios Naturais da América do Sul (período entre 13.000 e 18.000 anos AP, figura 13).

Figura 13 – Domínios Naturais da América do Sul, segundo proposta de Ab´Sáber (1977).



Fonte: Ab´Sáber (1977)

Alguns fatos que segundo Ab´Sáber (1979), indicam episódios e testemunhos do passado na região amazônica são abaixo elencados.

- 1) ocorrência de linhas de pedra em diferentes áreas da Amazônia.
- 2) Presença de “manchas” de areias brancas em interflúvios, paleo-canais fluviais, terraços fluviais, leitos abandonados de rios e em afloramentos rochosos específicos.
- 3) Formas de dissecação de vertente, em cuja origem torna-se necessário pressupor flutuações climáticas contrastadas.
- 4) Presença de níveis de pedimentação e terraços passando a pedimentos (quaternários), em posições significativas, nos tabuleiros e baixos platôs regionais.
- 5) Presença de níveis altos de cascalheiras fluviais e depósitos de terraços cascalhentos, em nível topográfico mais baixos.
- 6) Presença de assembléias de feições geomórficas, associadas com depósitos correlativos e crostas duras.

Até mesmo na Amazônia, no período da referida publicação, a possível existência de formações abertas, vinculadas a climas mais secos que os atuais, inferidos ao Pleistoceno Superior, tem sido atribuído à presença freqüente de “linhas de pedra”.

No entanto, para Ab´Sáber (1979), ocorreu uma generalização nesta questão, sendo que muitos trabalhos estariam excedendo o significado paleoclimático das “linhas de pedra” (*stone lines*). Para o autor (op. cit.) alguns pontos podem ser discutidos a respeito das *stone lines*.

- a) as linhas de pedras, de modo geral são documentos irrefutáveis de antigos chãos pedregosos.
- b) a fonte dos materiais clásticos, é local e próxima dos depósitos, exceto nos casos de retrabalhamento.
- c) Os materiais são arrastados por gravidade e enxurradas a partir de certos setores de interflúvios, na direção das antigas vertentes, então dotadas de solos decapitados.
- d) Parte do material clástico que atinge o talvegue dos rios passa a ser transportado e afeiçoado sob a forma de seixos rolados.

- e) A paisagem antiga que comportou o chão pedregoso era fortemente influenciada por intemperismo físico, sendo que o material teria preenchido as irregularidades do terreno como os ravinamentos.
- f) A grande maior parte das ocorrências de “stone lines” brasileiras documentam um só mesmo período de climas secos, de grande amplitude espacial em que as condições em termos pluviais, deviam situar-se entre sub-úmido rústico e sub-árido.
- g) As stone lines estiveram associadas a diferentes ambientes térmicos, não sendo capazes de sugerir diretamente as condições ecológicas específicas das áreas de sua ocorrência, nem a cobertura vegetal onde as mesmas ocorrem.

Ab´Sáber (1979), afirmou que as “stone lines” (linhas de pedra) podem ser trans-zonais em relação ao território brasileiro. Portanto algumas podendo ser geradas em condições quente e secas (Amazônia, periferia do Nordeste Seco, Centro-norte de Goiás e Sul do Pará), algumas em climas subtropicais secos da época (Quadrilátero Central Ferrífero, São Paulo) e outras possivelmente geradas em condições estéticas ou sub-estépicas de altitude (Mantiqueira, altiplanos basálticos do sul do Brasil, e níveis de coxilhas do Rio Grande do Sul).

Para o autor (op. cit.), as evidências indicam uma idade relacionada à glaciação Würm-Wisconsin Superior para a formação dos chãos pedregosos, pois somente neste evento vinculado Pleistoceno Superior seria capaz de promover diferentes níveis de temperaturas, estender correntes frias pelo lado oriental da América do Sul e propiciar ambientes secos. Esta explicação ainda encontra respaldo, sendo amplamente utilizada no meio científico.

Ab´Sáber (1979), propôs através da análise das areias basais de planícies de inundação, horizontes de depósitos de coberturas, bancos de areias no meio de canais flúvio-marinhos e dunas embrionárias do topo de restingas que as retomadas de fases secas, pós-pleistocênicas estariam vinculadas às flutuações climáticas holocênicas, resultado do desequilíbrio entre taxa de calor e quantidade de precipitação local ou regional.

Atualmente diversos autores ainda reforçam em suas publicações a necessidade de discutir-se o desenvolvimento das cascalheiras, lateritas e linhas de pedra, enfatizando novas teorias quanto às suas formações.

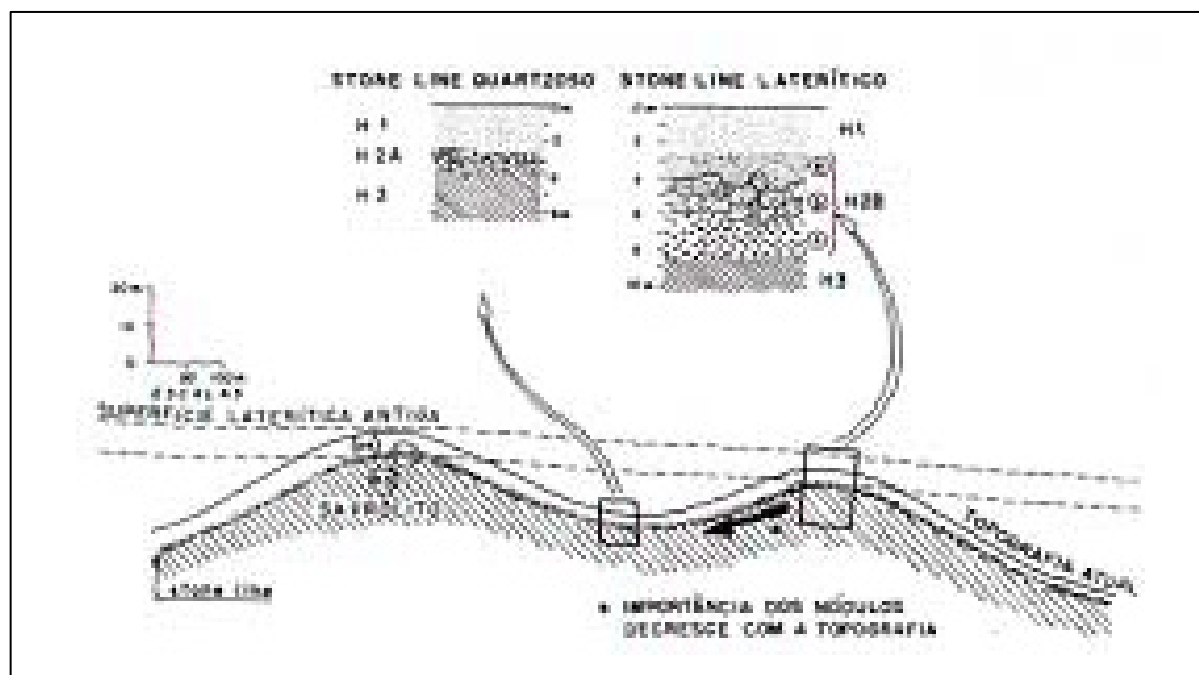
No que se refere às linhas de pedra Queiroz Neto (2001) afirma o consenso entre os geomorfólogos em geral, em relacionar a formação destas feições aos períodos de resistasia. Conceitualmente a biostasia, em áreas tropicais corresponderia a períodos de clima úmido com vegetação florestal, predominando o intemperismo químico na formação dos solos. O período de resistasia seria assim, caracterizado por clima seco e árido, baixa densidade de vegetação e com predomínio das ações físicas e mecânicas de erosão.

Segundo Queiroz Neto (2001), alguns trabalhos efetuados por pedólogos têm demonstrado que a geoquímica também desempenha importante papel na evolução do relevo. Esta, provoca perdas de matéria sobretudo em duas posições: na passagem da rocha para o solo e nas transformações laterais deste, ao longo das vertentes, para materiais arenosos, tanto em superfície quanto na base das colinas. Para o autor (op. cit.), as perdas generalizadas na alteração das rochas são, no entanto mais acentuadas, acompanhando os lineamentos estruturais. A **perda geoquímica** é portanto, outro agente de elaboração das linhas de pedra.

Para Porto (1996), modificações no regime hidrológico do solo vinculado a alterações climáticas, que conseqüentemente venham impor um regime permanentemente úmido acarretam numa diminuição da flutuação do nível freático. Neste evento, os processos de degradação da crosta laterítica são acelerados gerando latossolos na superfície, associados a remanescentes da crosta que geralmente se acumulam num horizonte stone line, localizado entre o saprólito e os latossolos.

Segundo o autor (op. cit.), com o avanço da degradação da crosta os remanescentes lateríticos no stone line diminuem e este se enriquece relativamente em fragmentos de quartzo. O horizonte stone line, no novo relevo formado, conteria mais material laterítico nas zonas de topo de colina, devido a sua maior proximidade da antiga superfície laterítica (Figura 14). Outra origem dos fragmentos de quartzo segundo o autor (op. cit.), é atribuída à sua acumulação diretamente a partir de veios de quartzo no saprólito durante o rebaixamento da superfície.

Figura 14 - Desenvolvimento de perfis tipo stone line em ambiente laterítico.



H1 – Horizonte argiloso móvel

H2 – Horizonte stone line

a – acumulação de pisolitos

b – remanescentes de crosta

c – acumulação de nódulos

H3 – Saprolitos com estruturas preservadas

Fonte: Porto (1996)

No que se refere ainda à formação de lateritas e depósitos correlativos, alguns autores também estabelecem a atuação do clima como agente indispensável ao desenvolvimento dos mesmos, porém baseadas em sensíveis modificações locais, ocasionadas por movimentos epirogênicos.

Com relação à ocorrência de lateritas e latossolos, Modenesi (1980) analisando setores do Planalto de Campos do Jordão em cotas altimétricas superiores a 1.800 m afirma que tais elementos representam os últimos vestígios de processos de alteração em climas quentes, úmidos ou mais provavelmente subúmidos, atuantes no Terciário. Tais materiais retrabalhados seriam portanto, evidências de processos de ferralitização anteriores à acentuação do soergimento do Planalto no Plioceno. Este evento epirogenético seria responsável pela modificação das características climáticas.

Em publicação posterior, Modenesi-Gauttieri (et al, 1998), afirmam que no Pleistoceno Superior e Holoceno ocorreram eventos de colúviação, com menor capacidade erosiva e controle tectônico menos nítido, sendo que os registros sedimentares das baixas vertentes evidenciam mudança de processos e diminuição da atividade morfodinâmica.

Modenesi-Gauttieri (2000), desenvolvendo pesquisa sobre o Planalto de Campos do Jordão e o Maciço do Itatiaia, pôde estabelecer a morfologia da área, levando em consideração a diferenciação das unidades estratigráficas, como também os regimes de intemperismo que se operaram na área durante o Holoceno. Efetuando o mapeamento geomorfológico, estratigráfico e pedológico, como também a análise granulométrica e micromorfológica, a autora (op. cit.) constatou duas gerações de colúvio identificando assim, episódios tectônicos diferentes que interferiram na formação do relevo.

Constata-se assim, heterogeneidade nas conclusões propostas pelos autores analisados em relação aos depósitos recentes e as feições pedológicas que os caracterizam, como linhas de pedra, lateritas e paleossolos. Neste sentido, outras pesquisas devem ser efetuadas com o objetivo de contribuir na compreensão do tema.

3.4.4 A Influência do Clima na Geração de Colúvios

Se por um lado consideramos que os colúvios caracterizam-se como importantes registros paleoambientais, é necessário também reconhecer que os diferenciados climas são agentes indispensáveis no preparo, transporte e deposição de materiais. Assim sendo, para a compreensão da morfodinâmica das regiões quentes e úmidas, é importante a concepção, de que numerosos são os fatos que interferem na esculturação das feições geomórficas atuais, sendo o clima e a pluviosidade, fatores importantes na formação das mesmas. Os aspectos que serão desenvolvidos a seguir, visam entender o funcionamento de subsistemas que se interagem promovendo a evolução de características de um determinada região natural.

De posse das informações climáticas vigentes, é preciso buscar elementos que contribuam na compreensão de aspectos climáticos pretéritos. Isso se faz necessário para o entendimento dos domínios morfoclimáticos, já que as

características geomorfológicas, que hoje compõem a paisagem, são também provenientes de paleoclimas e sua atuação sobre compartimentos de relevos mais antigos.

Outro fato a ser considerado, envolve as Glaciações ocorridas no planeta, acarretando conseqüências em todas as partes do globo. As principais glaciações aceitas no meio científico, correspondem à Gunz, Mindel, Riss e Wurm, sendo esta últimas relativa à regressão pré-flandriana.

Constata-se porém, que o território brasileiro não sofreu influência direta das glaciações, erro este, cometido por pesquisadores como Agassiz e Hartt. Sabe-se no entanto, que esta mudança global acarretou modificações na intensidade das correntes que atuam na porção oriental do continente sul americano, diminuindo a temperatura e conseqüentemente influenciando a paisagem brasileira.

Segundo Coltrinari (2000) a visão da evolução geomorfológica quaternária deve ser reavaliada, no que se refere ao número de ciclos climáticos e à velocidade nos quais estes operam. De acordo com a autora (op. cit) a mudança baseia-se nos registros sedimentares dos fundos oceânicos, os quais demonstram a ocorrência de oito grandes ciclos nos últimos 730.000 anos, e de ciclos similares de menor intensidade e maior freqüência que ocorreram além do limite Plio-Pleistoceno.

Neste contexto, as glaciações continentais provocaram modificações no nível do mar e ajustes isostáticos de continentes e oceanos, que se associando à tectônica de placas, ocasionaram impactos na morfogênese, sendo imprescindível sua consideração para a interpretação dos registros quaternários remanescentes nas paisagens.

Coltrinari (1989) esclarece que pesquisas sobre a “Pequena Idade do gelo” indicam que a atividade geomorfológica sofreu perturbações importantes, decorrentes das mudanças de temperatura, da ordem de 1,5°C, não devendo ser descartado é claro, o controle mineralógico e estrutural no modelado do relevo.

Coltrinari (1989) conclui em seu trabalho na área de São José dos Campos que na evolução do modelado da zona tropical úmida brasileira não existem evidências da atuação alternada de climas úmidos e semi-áridos, conforme o modelo fundamentado nas quatro glaciações do Hemisfério Norte.

Mas há sinais de que os parâmetros climáticos como temperatura e umidade permaneceram estáveis durante o Quaternário, e que a evolução geomorfológica da

área analisada resulta da combinação do clima e de impulsos de energia desencadeados por atividades tectônicas ao longo de fase relativamente recentes.

A hipótese mais coerente pra a gênese e evolução das formas da superfície segundo Coltrinari (op. cit.) está na suscetibilidade de cada área face aos impulsos de energia internos e externos, devendo-se considerar portanto a interação dialética das dinâmicas endógena e exógena.

Importante fato a ser considerado atualmente é a identificação de 26 períodos mais marcantes de oscilações climáticas, somente no Quaternário, podendo chegar à conclusão também da influência direta destas oscilações climáticas na vegetação.

Uma vez que a vegetação tem influência na morfogênese - não apenas indicando distinção entre litologias, mas apresentando-se como um agente que desenvolve o próprio solo – além do fato da mesma, expressar também a dinâmica climática que atua sobre determinada região, torna-se fundamental o mapeamento das zonas fitogeográficas e sua conexão com os domínios morfoclimáticos, afim de entender a paleogeografia do Quaternário.

3.5 Tentativas de Resgate Paleocológico 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 colúvias, 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 pedostratigráfica 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 descontinuidades de grande expressão como discordâncias erosivas e paleossolos.

Os autores (op. cit.), intencionando 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 ± 260 anos A.P., 9.680 ± 90 anos A.P. e 9.300 ± 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 ± 70 anos A.P. e 9.545 ± 75 anos A.P. Trocos vegetais encontrados dentro desta seqüência de depósitos argilosos foram datados em 10.120 ± 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 esta análise (Tabelas IV e V).

Tabela IV – Tentativas de Reconstituição Paleoecológica para o Território Brasileiro (I)

AREA	VEGETAÇÃO	CLIMA	IDADE	Datação	
Serra do Salitre (MG) Ledru (1991)		Frio e úmido	32.030 e 28.740 anos AP	Palinologia (turfeira)	
		Interrupção da sedimentação	28.740 e 16.800 anos AP		
	Redução na frequência de pólen de plantas arbóreas e	Presença de elementos indicadores de clima mais frio e mais seco que a fase anterior	16.800 e 14.230 anos AP		
	Aumento na frequência de grãos de plantas arbóreas Presença da Araucária	Clima frio	12.890 e 10.350 anos AP		
		Aumento da umidade e temperatura fria	9.200 anos AP		
		Condições ficaram mais úmidas e quentes	8.000 anos AP		
		Pronunciada queda na umidade	5.500 a 4.500 anos AP		
	Presença da floresta mesofítica semi-descídua ligada a curta estação seca.	Retorno das condições úmidas	3.060 anos AP		
Serra Negra (MG) Oliveira (1992)		Resfriamento geral, intercalado por fase secas e quentes	39.930 a 20.000 anos AP	Radiocarbono Sedimentos lacustres	
		Resfriamento pronunciado com relativa umidade intercalado por fases mais secas, forçando mudanças na cobertura vegetal.	30.000 a 20.000 anos AP		
	Coberta por mosaico de cerrado, floresta sazonal e ampla faixa de floresta galeria	Condições úmidas inicialmente frias e depois quentes.	14.340 anos AP até presente		
Serra Negra (MG) Oliveira (1992)	Mosaico de floresta e cerrado (Podocarpus e Caryocar)		19.950 anos AP	Sedimentos lacustres	
	Podocarpus	Resfriamento Condições úmidas	19.950 a 13.685 anos AP	palinologia	
		Transição para condições mais secas		15.360 anos AP	palinologia
		Indicações de clima seco		13.685 a 6.790 anos AP	Carvão vegetal
		Gradativo aumento da umidade		6.790 anos AP	
Expansão de vereda da águas Emendadas (DF)	máximo da umidade Formação da lagoa		4.000 a 2.000 anos AP		

Fonte: Suguio (2000)
Org.: Arruda (2003)

Tabela V – Tentativas de Reconstituição Paleoecológica para o Território Brasileiro (II)

ÁREA	VEGETAÇÃO	CLIMA	IDADE	Datação
Lagoa Santa (MG) Parizzi (1993)		Úmido e quente	22.000 anos AP	Carvão Vegetal
		Seco e frio	13.000 anos AP	
		Clima mais seco que o atual Lagoa intermitente	6.200 a 4.600 anos AP	
	Cerrado arbóreo	O clima torna-se úmido Lagoa perene	4.6000 a 3.000 anos AP	
	Mata úmida	3.000	Clima torna-se mais seco e o cerrado deve ter assumido fisionomia que existia antes das atividades antrópicas na área	
Cromínia (GO) Ferraz-Vicentini (1993)	Vereda	Paleoclima úmido e com temperaturas semelhantes as atuais	32.400 anos AP	Turfeira de vereda
	Decréscimo em plantas arbóreas e em <i>Mauritia</i> , sendo a paisagem dominada por plantas herbáceas, indicativas de condições mais úmidas e mais frias, com veredas de palmeiras substituída por pântano	Condições mais úmidas e mais frias	32.390 a 23.000 anos AP	
	Lagoa cercada por mata		19.700 anos AP	
	Decréscimo acentuado nas frequências dos grãos de pólen, a <i>Mauritia</i> desapareceu e a Lagoa deve ter sido novamente transformada em pântano sob	condições de clima mais frio e mais seco que o atual	18.500 anos a 11.300 anos AP	
		estações secas mais prolongadas e que as atuais	10.500 a 7.700 anos AP	Carvão vegetal
Vereda	Resfriamento Condições úmidas Em Águas Emendadas (DF) tal fato ocorreu há 7.220 anos AP.	6.680 anos AP		
Águas Emendadas (DF)	Início da implantação da vegetação na área	Clima mais frio e mais úmido com o pantano cercado por vegetação arbustiva e/ou herbácea	25.790+-70 anos AP	Palinologia Base dos testemunho de turfa (2 m de comprimento)
	Vegetação mais exuberante (<i>Mauritia</i> característica de cerrado ausente)	Clima continuava mais frio e mais úmido que o atual	23.120 anos AP (interpolada) a 21.450 +-100 anos AP	
	Quase ausência de cobertura vegetal	Clima frio e extremamente seco Sedimentação detrítica	21.450 a 7.220 anos AP	
Barberi-Ribeiro (1994)	implantação da maurítia	Condições climáticas tendendo às atuais Formação da lagoa	7.220 anos AP	Carvão vegetal.

Fonte: Suguio (2000)
Org.: Arruda (2003)

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. Importância maior por se tratar 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 constata 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 VI).

Tabela VI – Tentativa de Reconstituição do Quaternário Tardio por C¹⁴ segundo proposta de Thomas (1994).

TENTATIVA DE CRONOLOGIA PARA O QUATERNÁRIO TARDIO POR C¹⁴	
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 enfatizou a morfoestratigrafia – no qual a presente pesquisa se baseou – 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^{14} .

A relação entre a cronologia e o ambiente deposicional pode ser observado na tabela VII.

Tabela VII – Tentativa de Resgate Paleoecológico no Médio Vale do Rio Doce por Mello (1997).

CONDIÇÕES PALEOAMBIENTAIS – VALE DO RIO DOCE			
	CRONOLOGIA (MIL ANOS)	AMBIENTE	
P L E I S T O C E N O	Pleistoceno Inferior	Semi-árido	
	H O L O C E N O	Holoceno Superior	+ seco que o atual
	Antes de 8.900		Vegetação de campo cerrado.
	8.810 – 7500		Matas-galeria (sedimentação lacustre)
	7500 – 5000		Clima + seco
	5.530		Formação florestal (elevação do nível dos lagos)
	Presente		Condições úmidas atuais

Fonte: (Mello, 1997).

3.6 Depósitos Recentes e Eventos Tectônicos Quaternários

Nos estudos a respeito das reativações recentes e a análise dos depósitos recentes, verifica-se consenso entre os geólogos e geomorfólogos 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, tem realizado novas interpretações sobre conhecimentos até então consagrados. Isso se faz, por exemplo, nos casos em que uma área, antes considerada estabilizada, sem indícios de um tectonismo recente é, através de estudos sobre neotectônicos constatado como área 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.

Os estudos Neotectônicos devem, portanto, ser vistos como uma metodologia que contribua nos estudos a respeito da dinâmica geomorfológica de um determinado setor, constatando-se neste caso a predominância dos agentes endógenos na formação do relevo. Infelizmente alguns pesquisadores, parecem descartar os demais agentes de elaboração do relevo, crendo que a neotectônica se estabelece como a única regra a ser seguida para explicar a evolução das paisagens.

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

3.6.1 Importância da Tectônica Recente nos Estudos Geomorfológicos

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), Salvador & 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

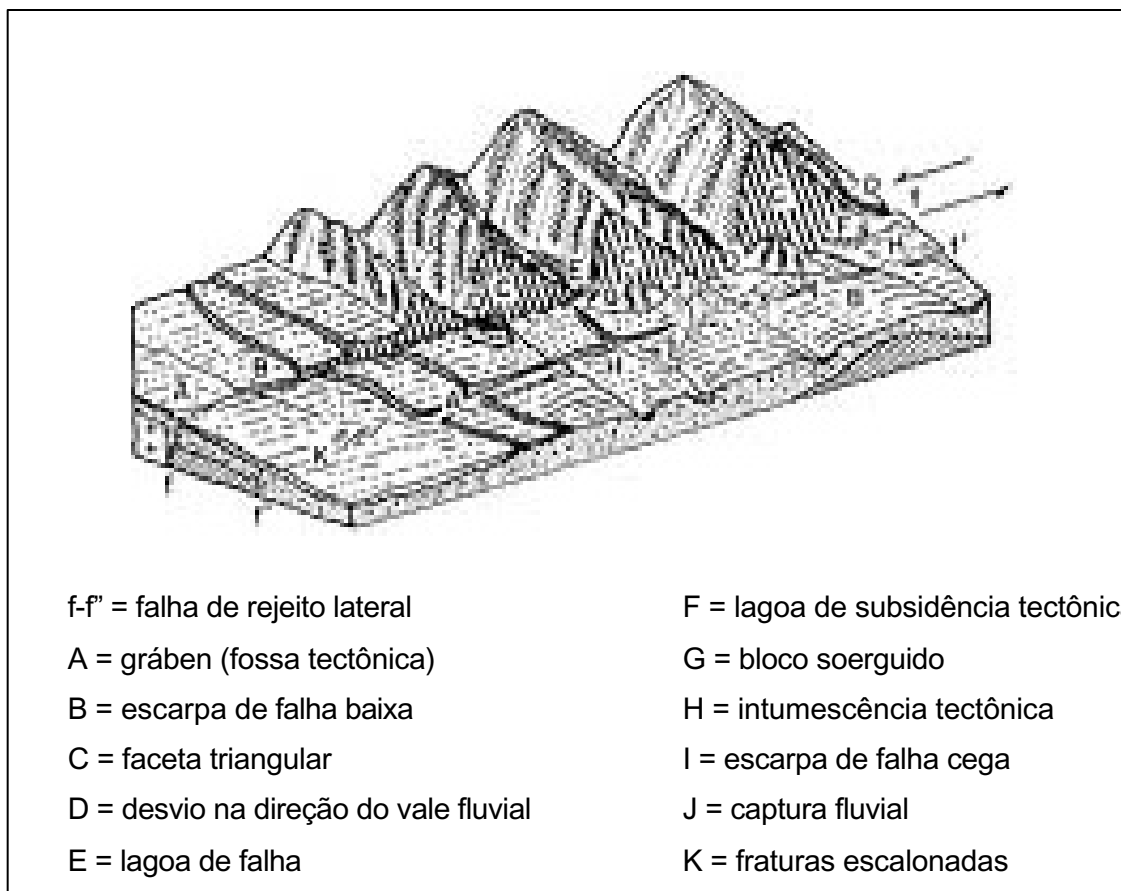
na visualização de diferentes compartimentos morfológicos permitindo a identificação de descontinuidades e anomalias indicativas de controle neotectônico.

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 15).

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.

Figura 15 – Diversos Tipos de Relevo Deformados por Falhas.

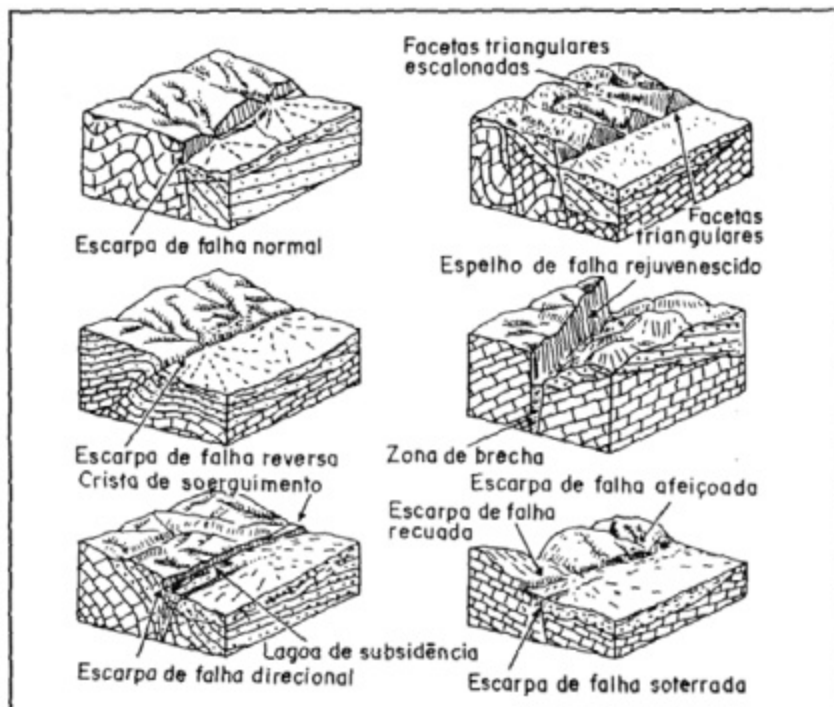


Fonte: Matsuda & Okada, (1968, *apud* Suguio 2001)

Com relação às evidências geomorfológicas de maior detalhe, Suguio (2001) efetua compilações sobre feições fisiográficas, apresentando modelos onde às anomalias geomorfológicas indicadoras de atividades tectônicas são divididas em cinco grupos:

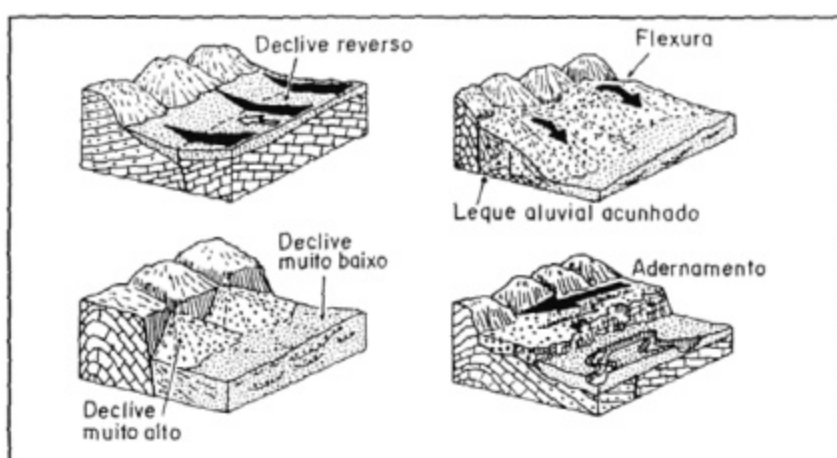
- a) Relacionadas a escarpas de falha e lineamentos (Figura 16);
- b) Relacionadas a depósitos superficiais deformados (Figura 17);
- c) Relacionadas a interflúvios e vertentes (Figura 18);
- d) Relacionadas a rede de drenagem (Figura 19);
- e) Relacionadas à disposição geométrica-espacial dos depósitos superficiais (Figura 20).

Figura 16 – Anomalias geomorfológicas indicadoras de atividades neotectônicas relacionadas a escarpas de falha e lineamentos.



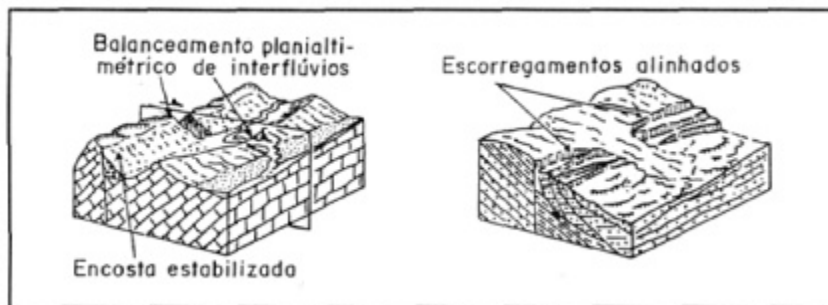
Fonte: Goy, et al. (1991, apud Suguio 2001).

Figura 17 – Anomalias geomorfológicas indicadoras de atividades neotectônicas relacionadas a depósitos superficiais deformados.



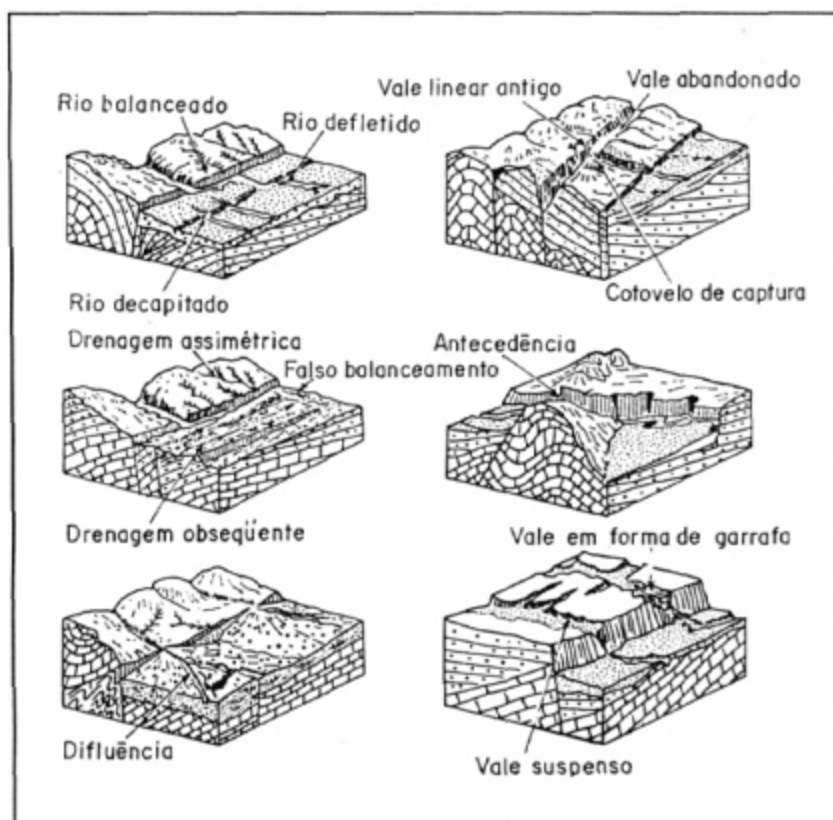
Fonte: Goy, et al. (1991, apud Suguio 2001).

Figura 18 – Anomalias geomorfológicas indicadoras de atividades neotectônicas relacionadas a interflúvios e vertentes.



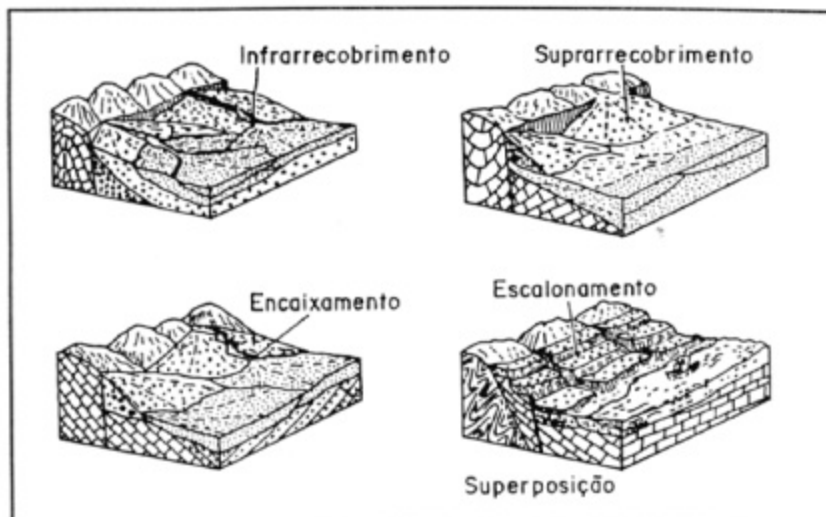
Fonte: Goy, et al. (1991, apud Suguio 2001).

Figura 19 – Anomalias geomorfológicas indicadoras de atividades neotectônicas relacionadas à rede de drenagem.



Fonte: Goy, et al. (1991, apud Suguio 2001).

Figura 20 – Anomalias geomorfológicas indicadoras de atividades neotectônicas relacionadas à disposição geométrica-espacial dos depósitos superficiais.



Fonte: Goy, et al. (1991, apud Suguio 2001).

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 um 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.

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, ajusta-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.

3.6.2 Aspectos Neotectônicos da Área do Médio Paraíba do Sul

No Brasil, há uma reconhecida concentração de estudos sobre a temática neotectônica na região sudeste, mais especificamente na Mantiqueira Oriental, Serra do Mar e Vale do Paraíba. Deste modo, como a bacia hidrográfica do Ribeirão Entupido situa-se entre estes compartimentos, optou-se em analisar a bibliografia sobre o assunto.

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 autores (op. cit.), 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 lamíticos 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-ESSE).

Melo et al (1985), fazendo estudos na alta Bacia do Rio Pardo, não identificam evidências expressivas da atividade neotectônica, encontrando apenas superfícies de falhas muito discretas, não ocorrendo depressões tectônicas com depósitos neocenozóicos associados, sendo que as feições morfológicas sugestivas, não definem padrões nítidos de distribuição.

Segundo os autores (op. cit.), o fato de não se encontrar terraços mais antigos preservados tornou-se impecilho para a análise em estudos morfológicos e neotectônicos. Para os autores, foram encontradas raras estruturas atribuídas a movimentos tectônicos vinculados ao Mesozóico-Cenozóico na Alta bacia do Rio Pardo, a não ser estruturas representadas por discretas superfícies de falha com estrias de atrito. No entanto, a orientação das superfícies de falhas corrobora as principais direções estruturais reconhecidas regionalmente: ENE-WSW, NE-SW, N-S e NW-SE.

A sucessão dos eventos que estaria relacionada à evolução geomorfológica da área da Alta Bacia do Rio Pardo estaria vinculada segundo Melo et al (1985), a três eventos que comprovam as hipóteses de outros autores:

- 1) desenvolvimento de Zona de Cisalhamento simples dextral de direção WNW-ESSE, a partir do Cretáceo Superior, relativa ao lineamento sismo-tectônico de Cabo Frio, sendo que as estruturas NE-SW, N-S e NW-SE associaram-se a este evento;

2) distensão NNW-SSE no Paleógeno (Eoceno-Oligoceno), associada a eventos geradores do sistema de rifts da Serra do Mar na borda continental; a esta fase estariam vinculadas as estruturas de direção ENE-WSW;

3) retomada do cisalhamento simples dextral WNW-ESSE, após o Paleógeno, sendo que nesta fase parte das superfícies de falhas ENE-WSW, podem ter sido reativas como falhas inversas.

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.

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.

3.7 Análise Morfoestratigráfica

A análise Morfoestratigráfica efetuada na presente pesquisa objetivou a aquisição de dados de campo e laboratório que em associação com as datas obtidas pela Luminescência Opticamente (LOE) permitissem inferir de modo coerente, o desenvolvimento dos depósitos recentes na bacia analisada.

3.7.1 Estratigrafia de Seqüências

A Estratigrafia de Seqüências é uma técnica de análise estratigráfica que teve origem e evoluiu principalmente a partir da interpretação geológica de seções sísmicas (sismoestratigrafia). Para Severiano Ribeiro (2002), com a evolução dos conceitos, passaram-se a buscar analogias entre o comportamento das reflexões sísmicas e o de outras ferramentas geológicas, todos fornecidos como resposta a determinadas características dos depósitos sedimentares.

Atualmente, segundo o autor (op. cit.) a estratigrafia de seqüências relaciona-se à análise integrada de todas as informações que permitem o entendimento detalhado de como processa a sedimentação nas bacias.

3.7.2 Parâmetros Morfoestratigráficos

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.

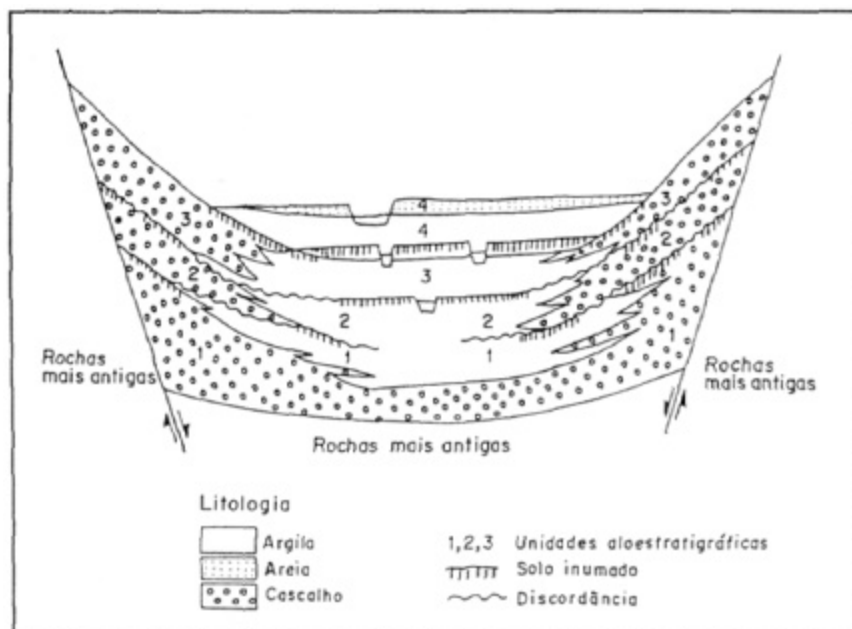
3.7.3 Aloestratigrafia

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 que também ressaltada para 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 21).

Figura 21 – Exemplo de classificação aloestratigráfica de depósitos aluvionais e lacustres em um gráben.



O esquema ilustra 4 unidades aloestratigráficas superpostas (1 – 4), definidas por discontinuidades traçáveis lateralmente (desconformidades e paleossolos). 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 discontinuidades limitantes. A categorização neste tipo de unidade, permite distinguir como unidade única, depósitos caracterizados por heterogeneidade lítica, limitados por discontinuidades.

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 seguirá o esquema proposto por Miall (1996), no entanto o método a ser aplicado a área será do aloestratigrafia, como utilizado para outros setores do Sudeste do Brasil por Moura e Meis (1986) e Mello et al.(1991).

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.

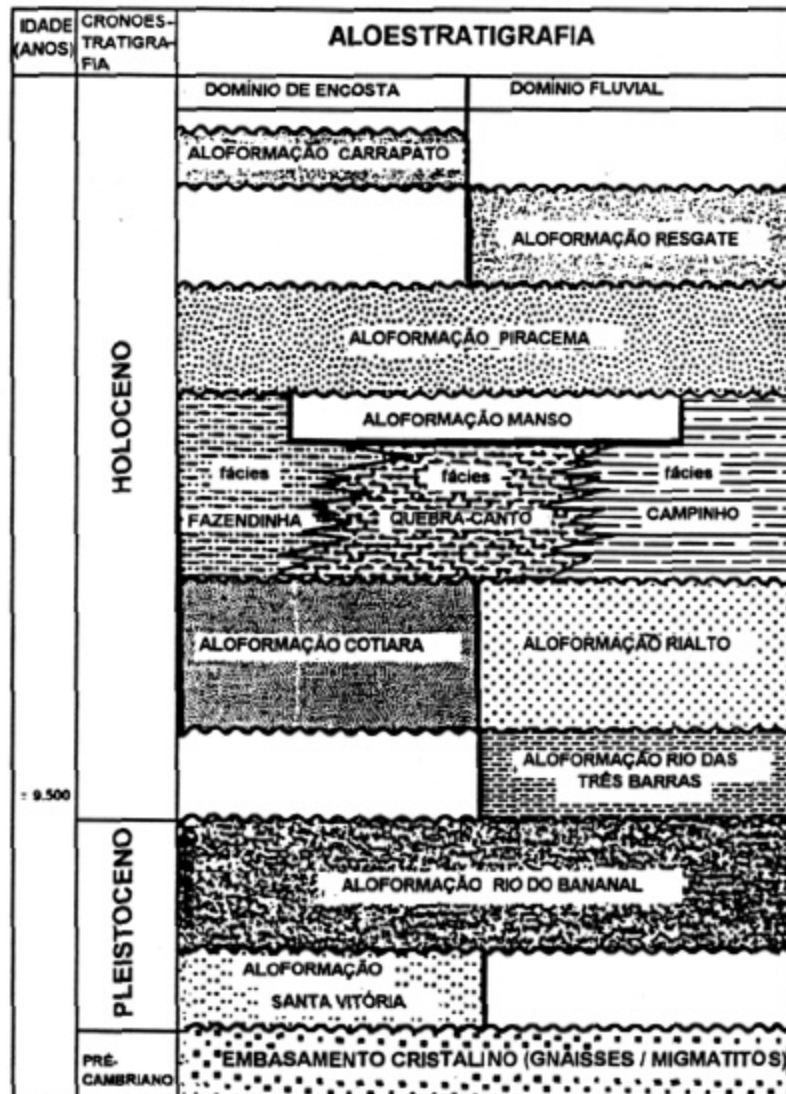
A unidade da aloestratigrafia denomina-se *aloformação* que pode ser subdividida em *alomenbros* ou constituir um *alogrupo* em associação com outras aloformações.

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 (Figura 22).

Figura 22 - Coluna Estratigráfica (Quaternário Superior) da região do Bananal segundo Moura & Mello (1991).



Fonte: Moura & Mello (1991).

3.8 Aspectos Morfoestruturais e Estratigráficos da Região do Médio Vale do Paraíba do Sul

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.

Para Bistrichi (2001), a evolução geológica no Cenozóico, para a Região de Atibaia e Bragança Paulista, estaria relacionada a um regime tectônico distensivo durante o Eoceno Superior/Oligoceno Inferior, sendo portanto o mesmo regime que atuou no desenvolvimento do Sistema de Rifts do Sudeste Brasileiro (Riccomini, 1989).

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 deste o Pleistoceno, são agora áreas da sedimentação holocênica.

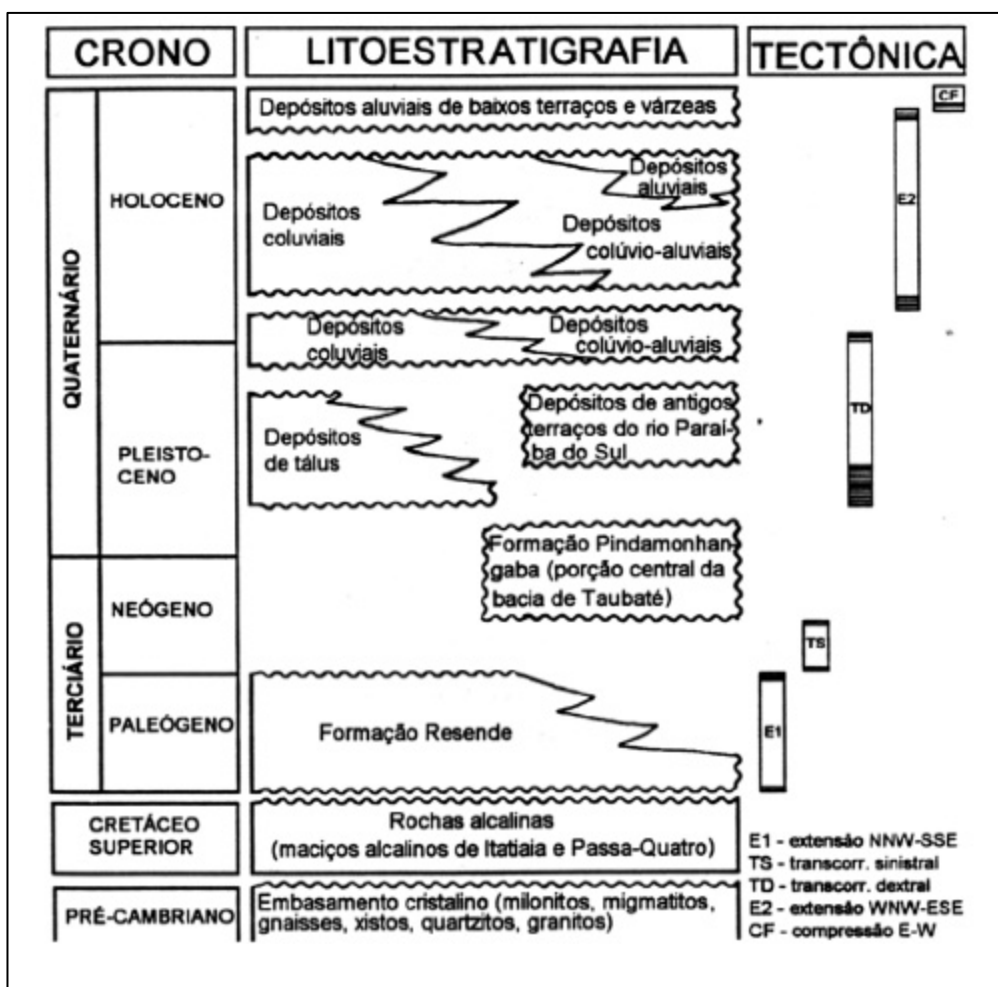
Bistrichi (2001) conclui deste modo, que o quadro morfotectônico e os depósitos sedimentares existentes na região de Atibaia e Bragança paulista resultaram de dois eventos tectônicos cenozóicos, sendo o primeiro de caráter distensivo no Paleógeno, e o segundo de característica transcorrente no Terciário Superior/Quaternário.

3.8.1 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) propuseram a coluna estratigráfica apresentada na figura 23.

Quanto a litoestratigrafia, 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.

Figura 23 – Coluna estratigráfica para os sedimentos cenozóicos na região do Alto Estrutural de Queluz (SP).



Fonte: Salvador (1994)

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 (esmectitas), 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 tafogênicas, 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.

3.9 Evolução Mesozóico-Cenozóico da Região Sudeste Brasileira

De acordo com Melo et al (1985), mesmo admitindo-se consensualmente que as bacias tafogênicas 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 trafofênicas 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 identificados 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, fanlomerática 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 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 Itaquaquecetuba), 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

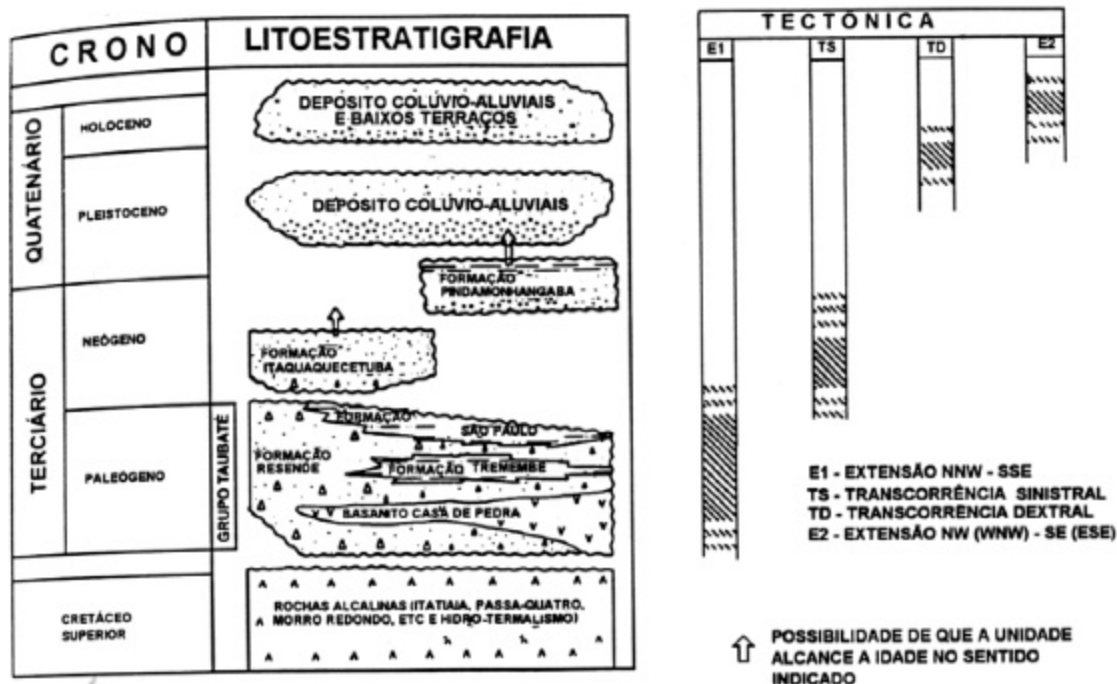
Nova extensão NW (WNW) –SE (ESE), afetando depósitos de baixos terraços ligados à evolução da rede de drenagem do Rio Paraíba do Sul.

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 24).

Figura 24 – Coluna estratigráfica das Bacias do Rift Continental do sudeste do Brasil e as fases tectônicas documentadas.



Fonte: Riccomini (1989)

Segundo Salamuni (1998), 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 Gabiro tuba, 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.

IV – MÉTODOS 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 recorrerá 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.

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

4.1 Mapeamento Geomorfológico

O mapeamento geomorfológico da área foi apresentado em duas escalas de detalhamento, uma regional visando a articulação da área ao contexto maior do Projeto Temático, e outra de detalhe, 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.

Para a elaboração do mapa geomorfológico foi utilizada a interpretação de cartas topográficas a 1:50.000 (IBGE) e 1:10 000 (IGC), assim como a análise das imagens de radar a 1:250 000. A compatibilização das escalas foi efetuada com a utilização do software Autocad 14.

A metodologia de mapeamento utilizada se fundamenta na integração dos trabalhos de Demek (1972) e IBGE (1995).

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 1:250 000, curvas de nível fechadas e pontos cotados. A base topográfica foi digitalizada pelo programa Autocad-14. Foi elaborada uma malha de pontos no programa Surfer 32 e, por fim, uma imagem final foi gerada pelo programa Arcview .

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

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

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 Tatum, 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 – Técnicas de Coleta de sedimentos para datação por LOE; 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 Tatumi.

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 05 amostras datadas ao longo do alto e médio curso deste dreno, tanto em ambientes de encosta quanto aluviais (figura 16).

A metodologia utilizada para a datação dos sedimentos foi a Luminescência Opticamente Estimulada de grãos de Feldspato. As amostras coletadas foram peneiradas em grãos de 88-180 μm 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}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}K , ^{232}Th , ^{238}U , ^{235}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 $\mu\text{Gy/ano}$ (Tabela VIII).

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

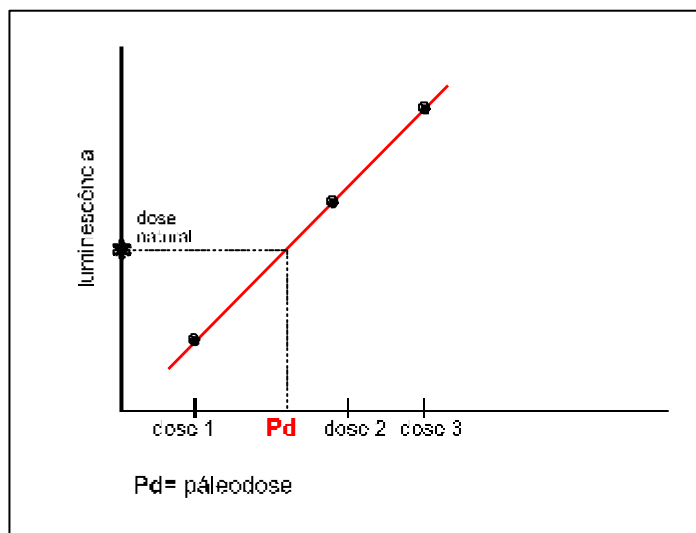
Amostra	Th (ppm)	U (ppm)	K-40 (10⁻⁵%)
VG 01	4,10 ± 0,1	2,50 ± 0,06	0,05 ± 0,005
SA 01	7,00 ± 0,2	4,50 ± 0,1	0,096 ± 0,009
SA 02	6,50 ± 0,2	3,50 ± 0,09	0,070 ± 0,007
SR 01	8,90 ± 0,2	4,70 ± 0,1	0,169 ± 0,017
SR 02	10,30 ± 0,3	5,50 ± 0,14	0,051 ± 0,0053

Fonte: LVD/FATEC (2003)

4.3.1 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. ^a Dr. ^a 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 25, tabela VIII).

Figura 25 – Método Regenerativo - Interpolação da dose natural sobre a reta que une os pontos obtidos para as doses regeneradas de radiação β , dadas no laboratório.



Fonte: Corrêa (2001)

4.5 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.

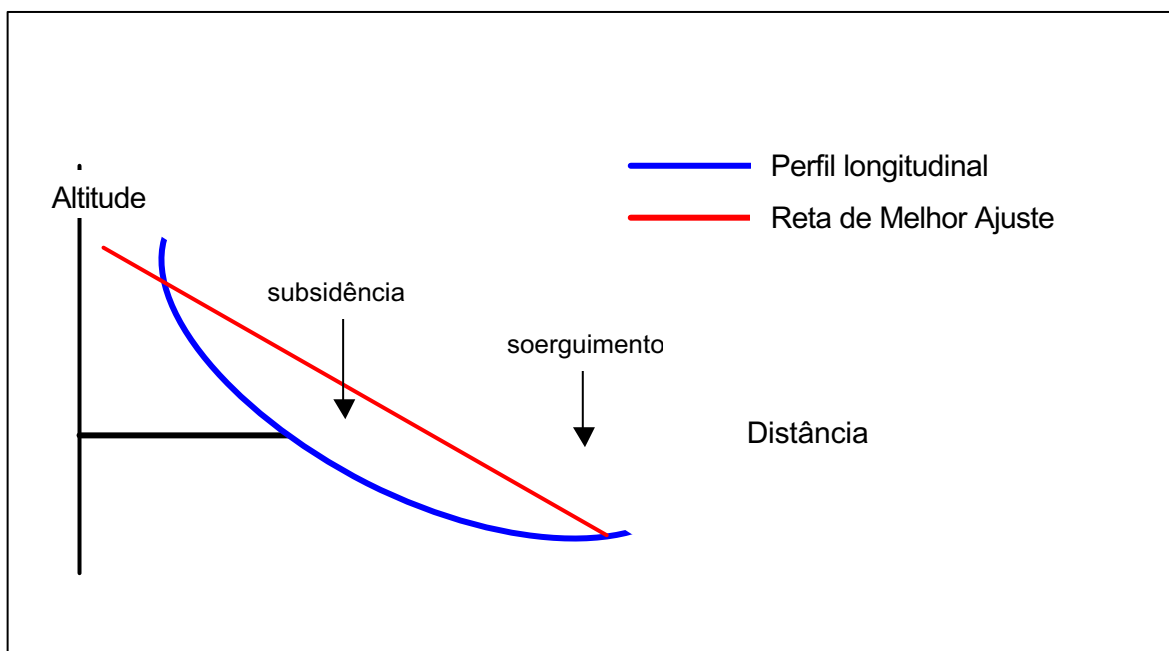
4.5.1 Análise do Perfil Longitudinal

Segundo Corrêa (2002) 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 são reduzidos 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 26. 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 26 – Sobreposição da reta de melhor ajuste ao perfil longitudinal.



Fonte: Missura (2002)

4.5.2 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 formula utilizada para o calculo do índice é:

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

Onde ΔH é a diferença entre os pontos extremos de um segmento, do curso fluvial; ΔL 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 Análise Morfométrica do Relevo: Paleo-superfícies

É comum em pesquisas de geólogos e geomorfólogos a correlação entre extensas formas de relevo, como os planaltos e as grandes superfícies regionais. Como constatado pela revisão bibliográfica, a nomenclatura destas superfícies é variada e muitas vezes correspondem às mesmas, diferindo o nome para cada autor. O uso do método das paleo-superfícies forneceu subsídios para a discussão do tema, possibilitando também conclusões sobre este método de compartimentação geomorfológica.

A fim de operacionalizar a aplicação do método de páleo-superfícies topográficas tomou-se como base, a seleção de todos os pontos cotados

encontrados sobre as 06 cartas topográficas a 1: 50.000, recobrando a área de abrangência do presente trabalho – a superfície aflorante do maciço alcalino do Passa Quatro. A seleção dos pontos foi seguida, segundo Missura (2002), por sua digitalização e geração de mapas de isovalores de cotas altimétricas e MDT's, o que permitiu estabelecer o comportamento das superfícies de cimeira de blocos adjacentes, antes que sobreviesse a dissecação contemporânea. Eliminando-se as rugosidades mais epidérmicas da paisagem geomorfológica pôde-se evidenciar a participação dos controles lito-estruturais sobre a compartimentação do relevo.

A seleção dos pontos representa um limite intrínseco imposto pelo próprio método de páleo-superfícies como estabelecido por Deffontaines (1987), e obedece a uma criteriosa seleção a partir da base topográfica. Neste caso foram selecionados todos os pontos cotados sobre as cartas topográficas a 1:50.000, tomando-se como ponto de origem o canto inferior esquerdo de cada carta. Os pontos coletados foram digitalizados em planilhas do software Microsoft EXCEL, em colunas de X,Y e Z, representando respectivamente a latitude a longitude e a elevação. Posteriormente esses pontos foram passados para a planilha do programa SURFER6, para a criação dos blocos diagramas.

Para a formação dos blocos no programa surfer6, testou-se 4 opções fundamentais de interpolação de dados: krigagem, inverso do quadrado da distância, vizinho mais próximo e triangulação. Ao final optou-se pelo método da krigagem em virtude da representação final mostrar-se mais realista e adequada aos propósitos do método das páleo-superfícies, uma vez que esta elimina ao máximo a rugosidade do relevo deixando em evidência as cimeiras dos blocos mais elevados.

A integridade espacial das superfícies individualizadas foi também testada a partir da sobreposição de superfícies de tendência de diversas ordens (planar e quadrática) sobre MDT's construídos digitalmente. No entanto observou-se ao final, que a modelagem planar resulta em uma melhor aproximação da modelagem matemática às superfícies topográficas hipotéticas uma vez que estas tendem a comportar-se como um plano, não admitindo subordinação a mais de uma variável.

Convém ressaltar que a utilização do método de paleo-superfícies na área do Maciço do Passa Quatro objetivou não unicamente a reconstituição

de superfícies erosivas pretéritas vinculadas à área, mas contribuir também nos estudos de cunho morfoestrutural, auxiliando na determinação do comportamento relativo dos blocos tectônicos adjacentes.

4.7 (MDT) Modelo Digital do Terreno (Escala 1:50.000)

Tomando-se por base as curvas de nível nas cartas topográficas do IBGE a 1: 50.000 (Aguas Negras, Passa Quatro, Virgínia, Lorena, São José do Barreiro e Cruzeiro), com equidistância de 20 metros, foi elaborado um MDT. Inicialmente as curvas foram digitalizadas no programa AUTOCAD 14, em seguida foram transpostas para o programa DXF2 DAT. EXE (Cornetti, 2000), gerando um arquivo DAT que em seguida ensejou a construção de um MDT no programa SURFER 6.0. O modelo final foi baseado na interpolação de mais de 31 mil pontos de interseção de valores x, y e z.

Foram efetuadas ainda a elaboradas ainda três blocos tridimensionais de setores da bacia do Ribeirão Entupido na escala de 1:10.000. Nesta etapa também foi utilizado o Software SURFER 6.0 na elaboração dos modelos.

V – APRESENTAÇÃO E CORRELAÇÃO DOS DADOS

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 e, 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 (Figura 27).

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 trafo-gênicas e 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 ou causando a “barragem” do curso com a conseqüente mudança de direção (Foto 02). A rede de drenagem apresenta padrão dendrítico a sub-paralelo.

Do ponto de vista geomorfológico a bacia do ribeirão Entupido pode ser dividido em quatro setores:

Setor 1 – relativo às vertentes do Maciço Alcalino do Passa Quatro, com declividades superiores a 40 ° , ausência de material coluvial e alta densidade de drenagem e altitudes superiores a 1300 m.

Setor 2 – colinas dissecadas com altitudes entre 800 e 1300 m, alta densidade de drenagem e material coluvial de maior espessura. Este setor situa-se na porção W e SW da bacia analisada.

Setor 3 – vinculado às colinas de topos planos, com baixa densidade de drenagem e altitudes entre 600 e 800 m e espesso material coluvial formando interflúvios.

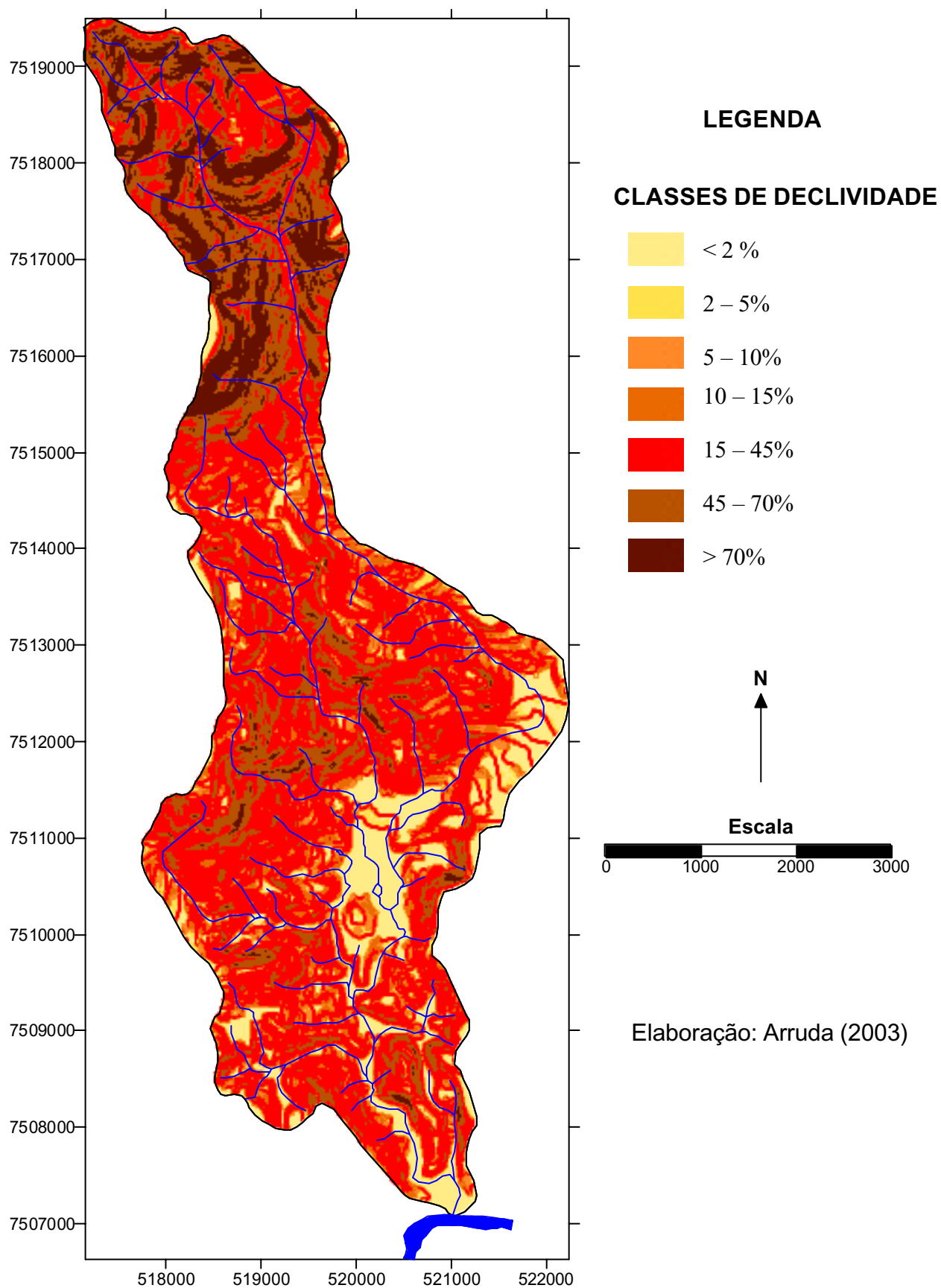
CARTA DE DECLIVIDADE (%) - BACIA DO RIO ENTUPIDO

Figura 27 – Carta de Declividade da bacia do Ribeirão Entupido

Setor 4 – 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.

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

Ocorrem bacias de ordem “0” com evidencias de várias remobilizações do regolito e episódios de rebaixamento do nível de base local (Foto 03). Com perfil côncavo – planar algumas rampas de colúvio-alúvio suspensas, formam três níveis distintos, desarticulados por soleiras rochosas.



Foto 03 – 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 (Foto 04).



Foto 04 - Episódios de coluvionamento e retomada da dinâmica fluvial (Arruda, abril de 2002)

Com a utilização das técnicas utilizadas foram estabelecidas as correlações entre os eventos deposicionais e a morfogênese na referida bacia. Como resultado, obteve-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 05).



Foto 05 – 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 à 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. Esta compartimentação configura na paisagem diversas células de sedimentação que podem ter sido contínuas no passado e desarticuladas por eventos tectônicos (Foto 06).

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 06 – 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, ocorrência de dois níveis de terraços assimétricos ao longo do vale (Foto 07). O entalhe fluvial geralmente no baixo curso atinge cerca de 3 metros de profundidade.



Foto 07 – Setor do baixo curso do Ribeirão Entupido. Corrêa, (abril de 2003).

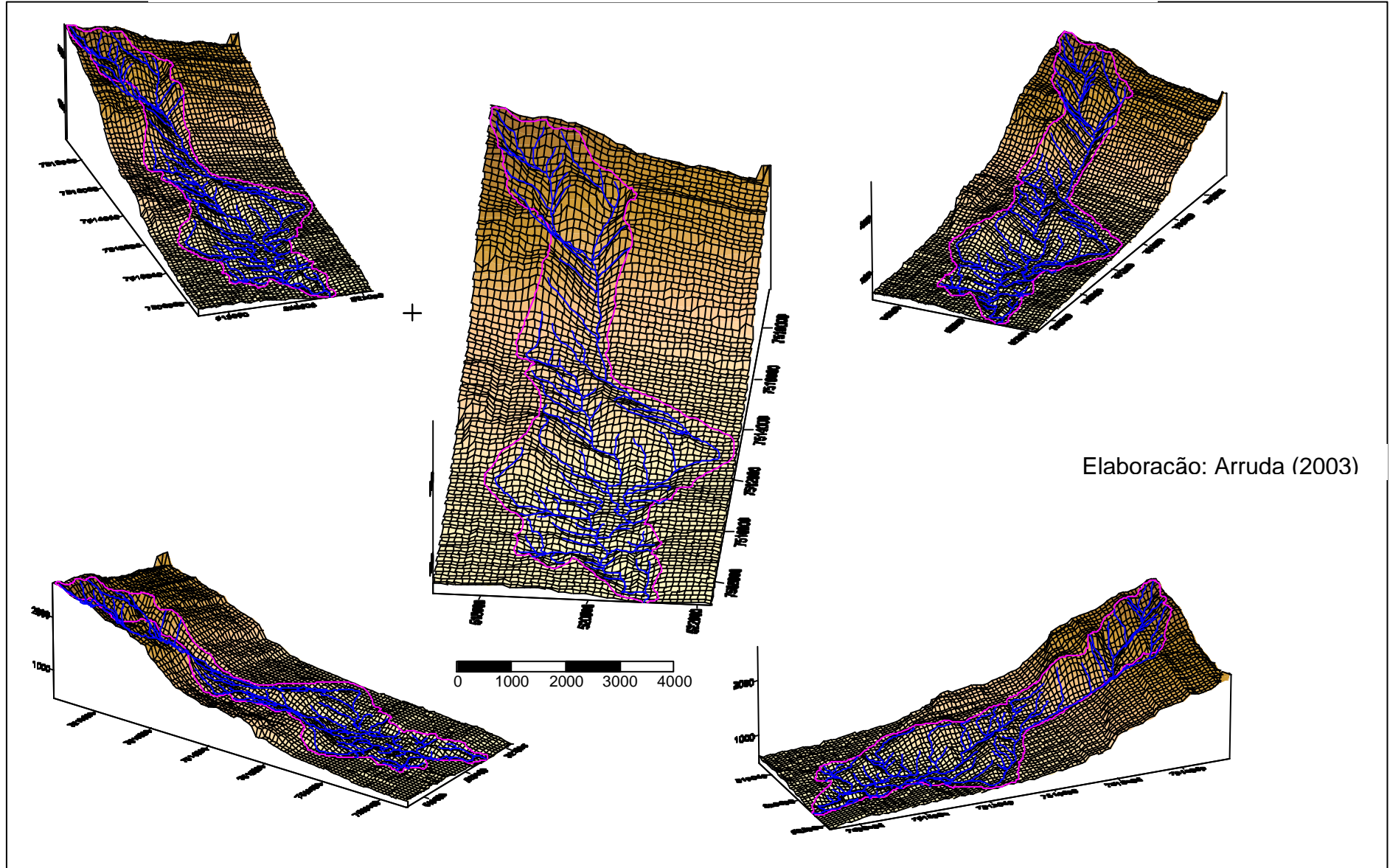
Com a digitalização das bases topográficas efetuou-se a elaboração do modelo digital para a bacia do ribeirão Entupido na escala de 1:50.000 (Figura 28). O mesmo possibilitou uma visão em perfil da bacia constatando-se seu aspecto assimétrico e forte controle da tectônica sobre os canais, aspecto que pode ser observado por anguloso cotovelo do canal principal, e nas inflexões dos canais da margem direita.

Os modelos tridimensionais na escala de 1:10.000 (Figuras 29, 30 e 31), permitiram a visualização dos setores onde foram coletadas as amostras, fornecendo uma noção geral das formas de relevo dos mesmos.

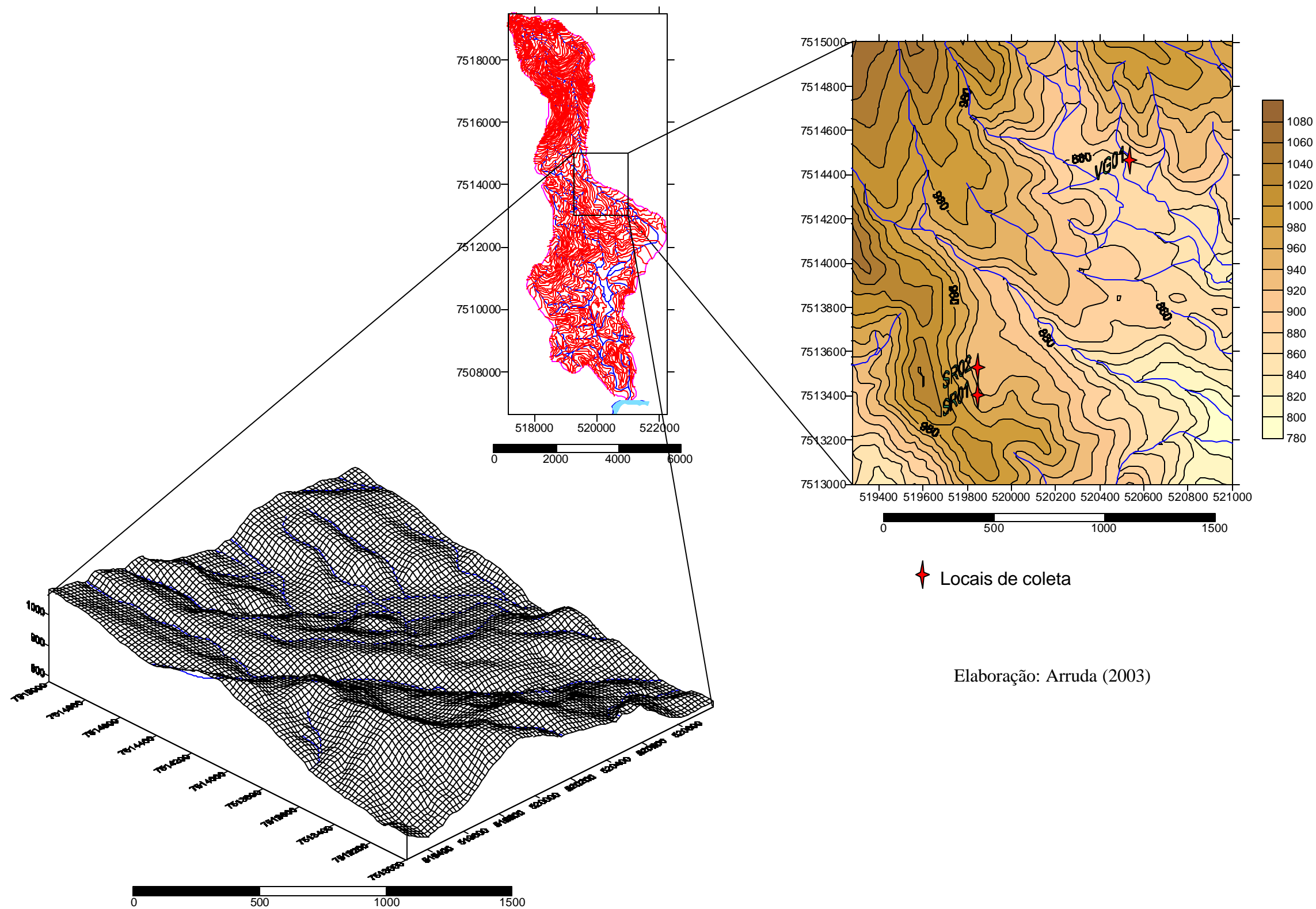
A análise comparativa entre o MDT e o modelo das paleo-superfícies contribuiu na análise morfoestrutural da área do Maciço Alcalino do Passa Quatro. Verifica-se que os aspectos estruturais vinculados à intrusão atribuída por Almeida (1983) ao Mesozóico (Cretáceo-Eoceno) configura-se em importante evento que modificou estruturalmente 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.

Segundo Missura (2002), 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. O bloco inclina-se para X enquanto que o Maciço inclina-se para Y. 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 denudação em sua cimeira, em virtude da inversão do sentido da inclinação geral do terreno.

FIGURA 28 - MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO DA BACIA DO RIBEIRÃO ENTUPIDO



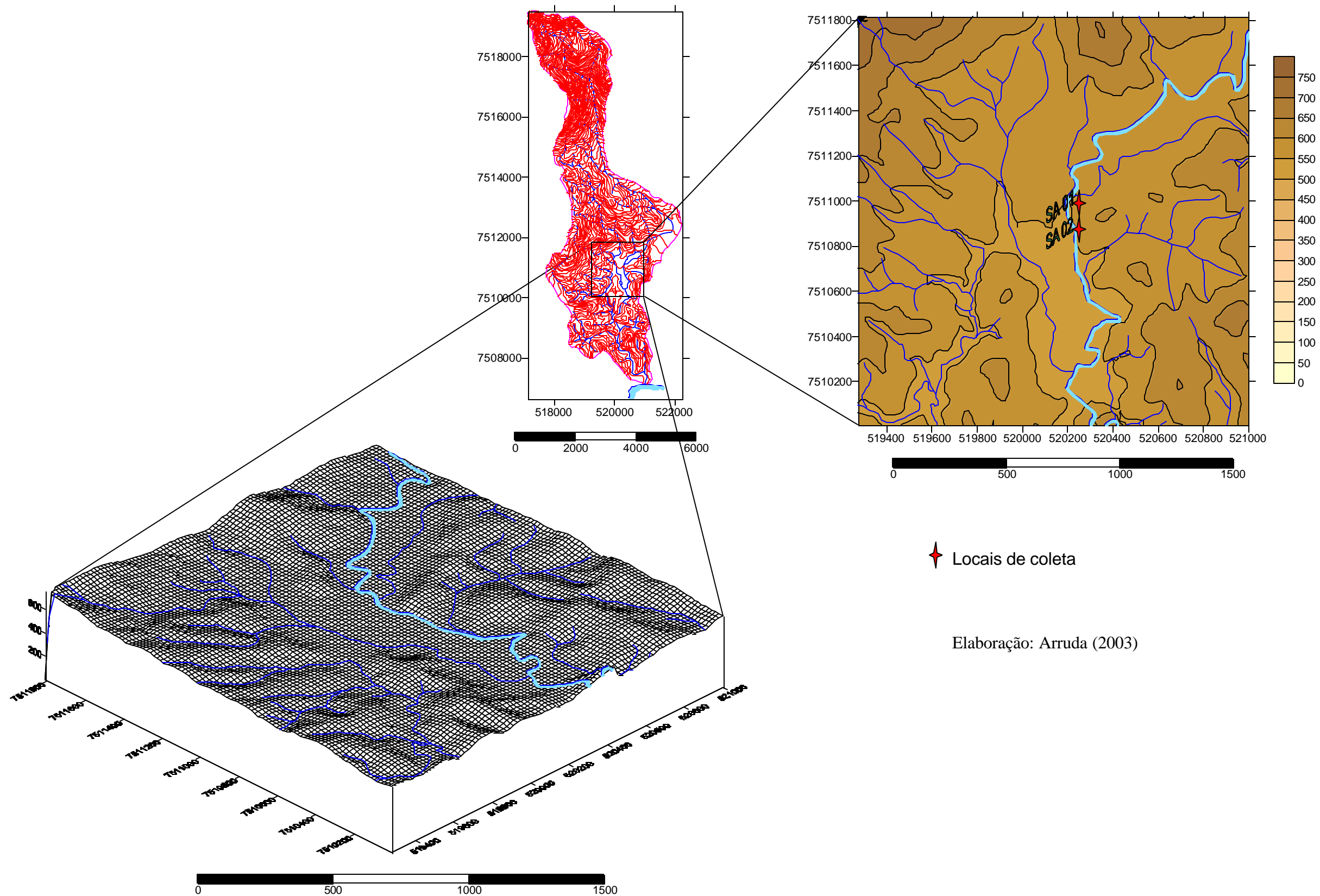
MAPA HIPSOMÉTRICO E MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO



Elaboração: Arruda (2003)

29 – Mapa Hipsométrico e Modelo Digital de Elevação.

MAPA HIPSOMÉTRICO E MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO



★ Locais de coleta

Elaboração: Arruda (2003)

Figura 30 – Mapa Hipsométrico e Modelo Digital de Elevação.

MAPA HIPSOMÉTRICO E MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO

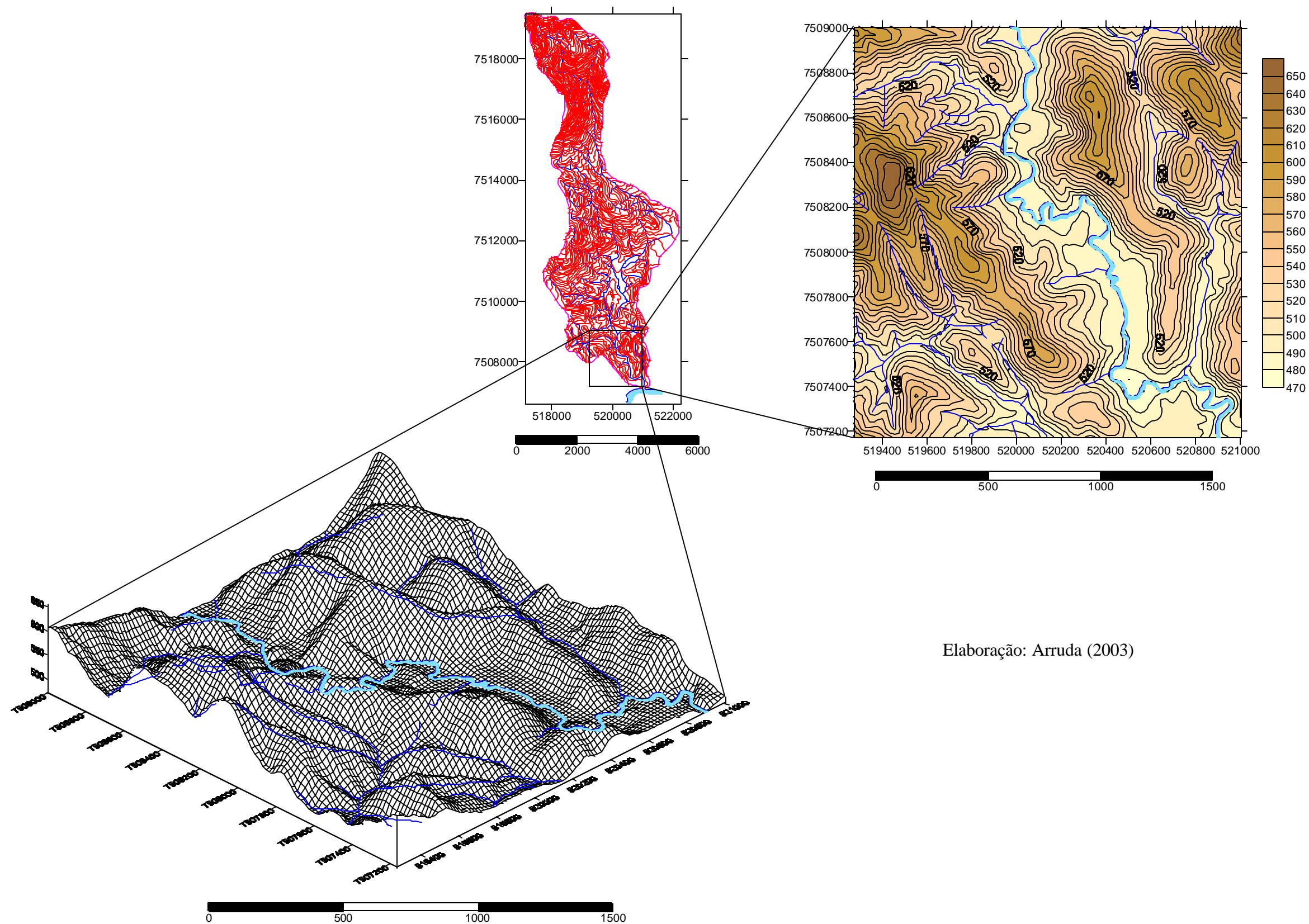


Figura 31 - Mapa Hipsométrico e Modelo Digital de Elevação.

Foi elaborado ainda, um bloco para o conjunto de cartas consideradas com seu respectivo mapa de isovalores de elevação, a reconstrução do MDT pelo método de interpolação da krigagem e, por fim, a superfície planar de tendência, calculada pelo método da regressão polinomial (Figura 33). Objetivando posterior comparação, se interpolou a superfície de tendência ao bloco no qual se insere maciço do Passa Quatro representado a 1:250.000 (Bloco Virgínia, Passa Quatro e Agulhas Negras, figura 34), e ao maciço isoladamente cartografado (Figura 35).

Optou-se ainda pela elaboração de um bloco regional, onde a análise envolveu as cartas Santos, Ilha Grande, Guaratinguetá e Volta Redonda, à 1:250.000, (Figura 32) para o bloco regional. A superfície de tendências feita para o bloco apresenta direção NW-SE.

Constata-se, comparando a situação dos blocos regional e local uma diferença na direção de inclinação das superfícies de tendência uma vez que a direção do bloco regional é comandada pelas cotas mais altas no quadrante NW (Serra da Mantiqueira) e suas cotas mais baixas no quadrante SE, próximo do litoral. Já no bloco local a direção da inclinação é controlada pelas baixas cotas altimétricas à SSE, em direção ao Vale do Paraíba.

Deste modo, comprova-se a existência de dois níveis de bases regionais que interferem nos mecanismos de transporte de sedimentos, e da mesma forma nas maiores áreas deposicionais. Como pôde ser observado nos blocos na escala de 1:250.000 o nível de base principal refere-se ao Oceano Atlântico, no bloco representado pela área que abrange o setor sul do litoral do Rio de Janeiro e litoral norte de São Paulo.

No entanto, como observado nos blocos elaborados na escala de 1:50.000, o Médio Vale do Rio Paraíba do Sul configura-se como outro importante nível de base regional, mas é claro, influenciando uma área de menor extensão comparando-o ao litoral.

Assim, o sistema de *Rift* do Vale do Paraíba deve ser compreendido como importante feição morfotectônica que tem comandado ao longo do Cenozóico o transporte e deposição de sedimentos de importantes compartimentos planálticos do Sudeste Brasileiro; o setor oriental da Mantiqueira e o setor Ocidental da Serra do Mar.

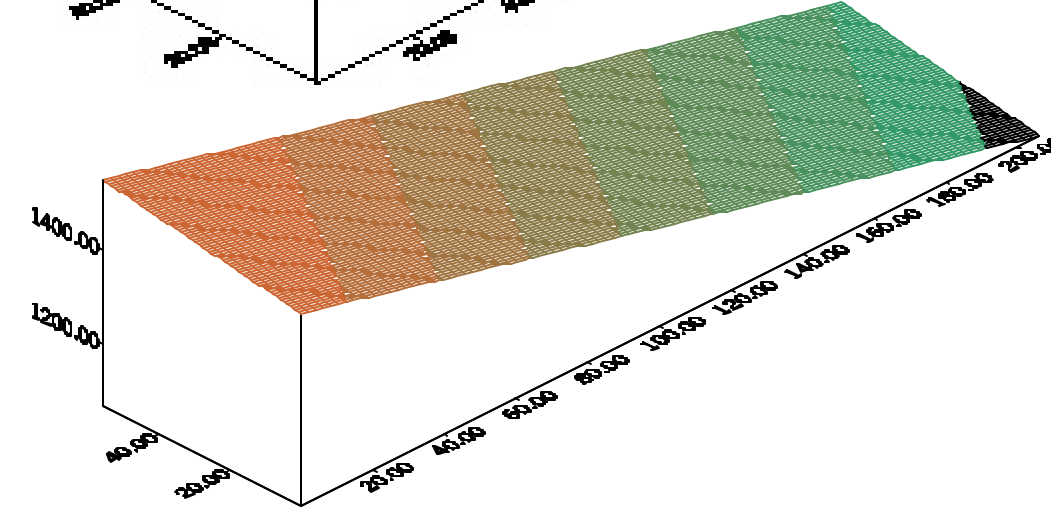
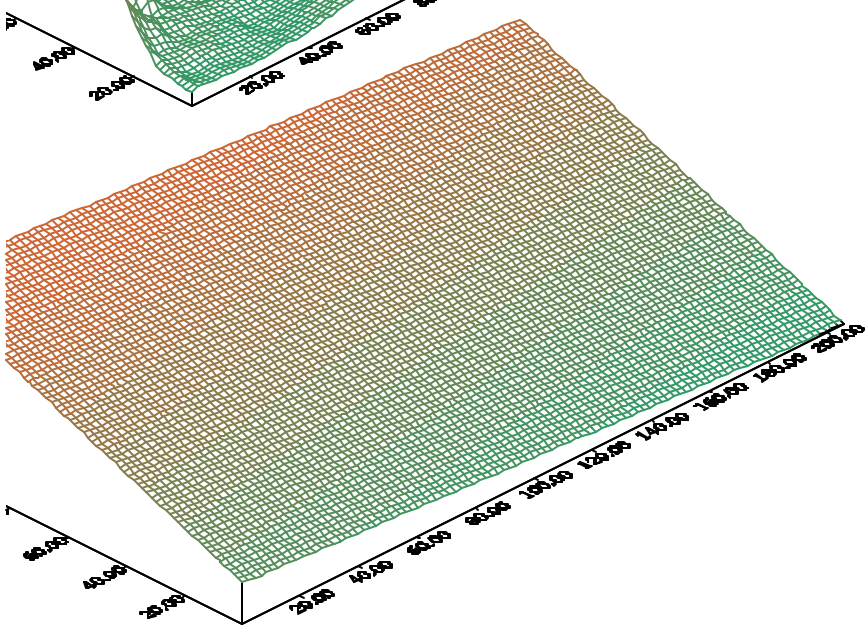
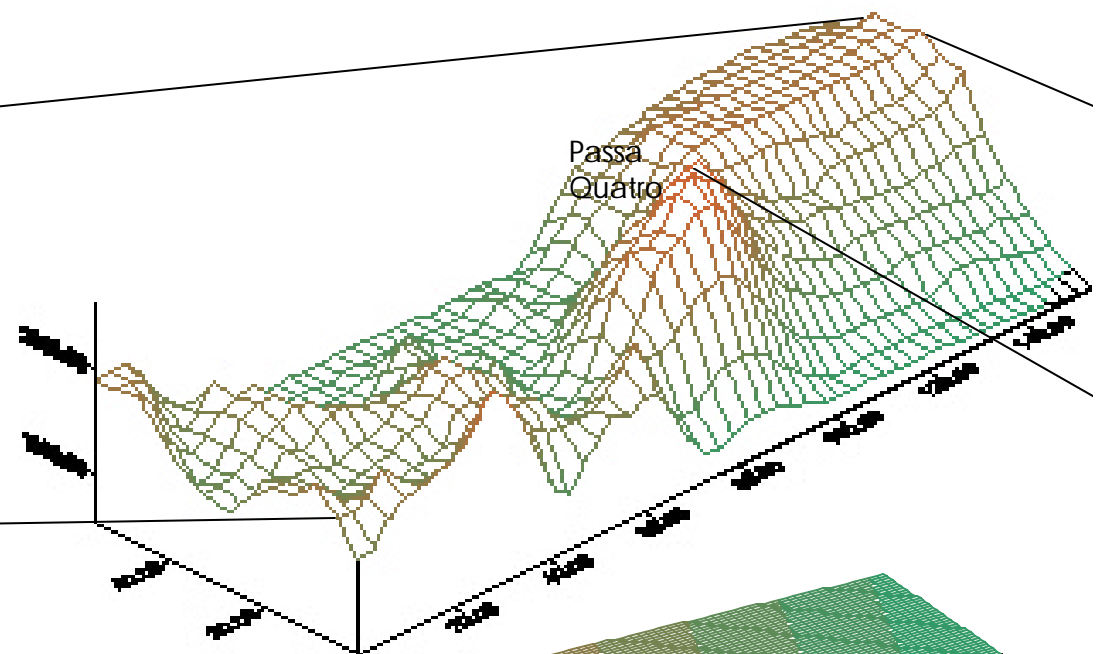
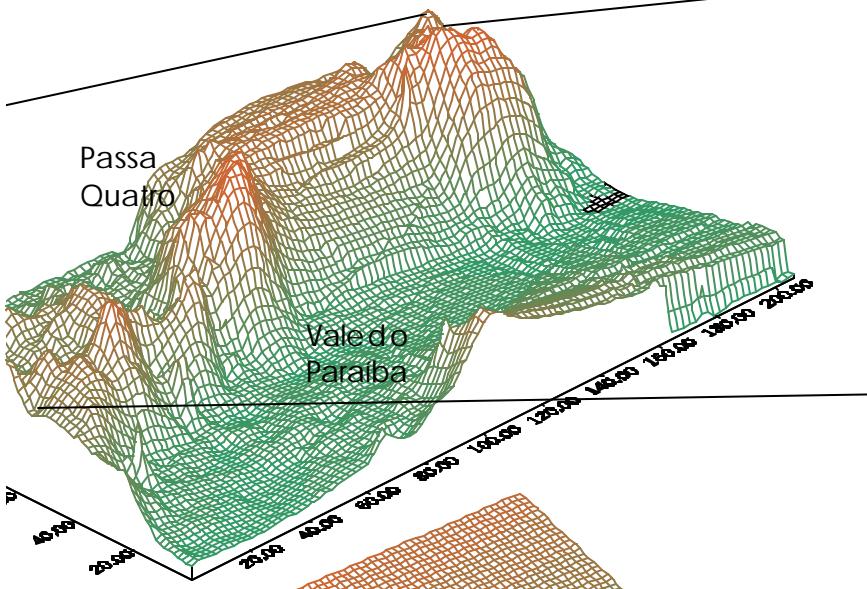
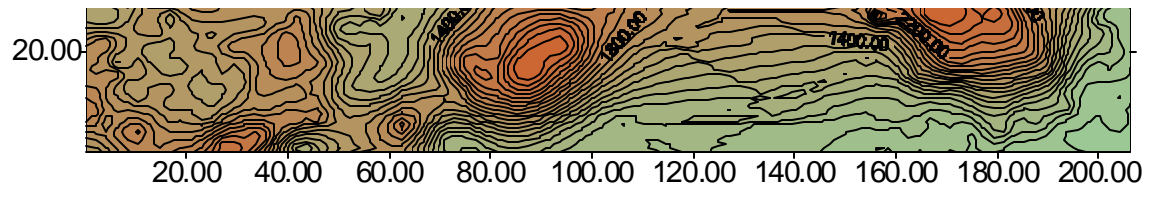
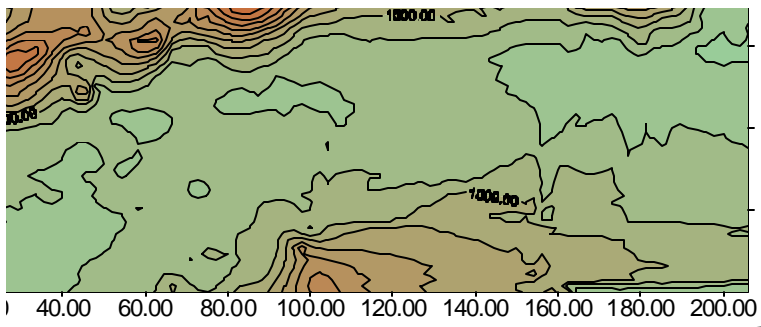


Figura 34

Bloco Virgínia - Passa Quatro - Agulhas Negras - 1:50.000
 Mapa de isovalores de elevação de cimeiras, bloco diagrama de páleo-superfícies e superfície planar de tendência

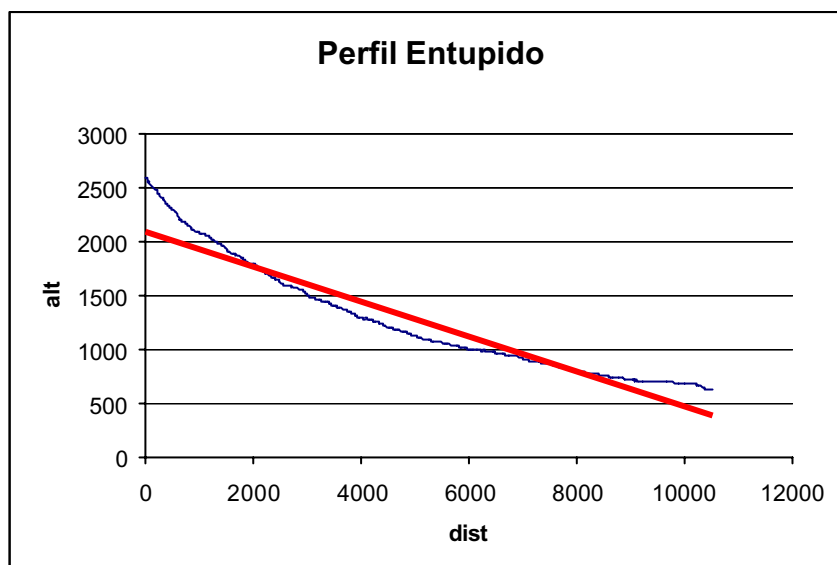
nia - Passa Quatro - Agulhas Negras - Lorena - SJ do Barreiro 1:50.000
 valores de elevação de cimeiras, bloco diagrama de páleo-superfícies e superfície planar de tendência

Por se tratar de uma técnica que de acordo com Deffontaines (1987), perde significativa representação se utilizada em escalas maiores, o bloco de paleo-superfícies não foi elaborado para a escala de 1:10.000. No entanto, com base na análise de fotografias aéreas e trabalhos de campo, comprova-se a ocorrência de diversos níveis de bases locais que interferem a sedimentação da bacia hidrográfica analisada.

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 (Figuras 36).

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 36 – Perfil Longitudinal do Ribeirão Entupido.



Fonte: 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 em 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.

Missura (2002) analisando o modelo tridimensional, gerado através da utilização do programa SURFER 6, 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 (Figura 37).

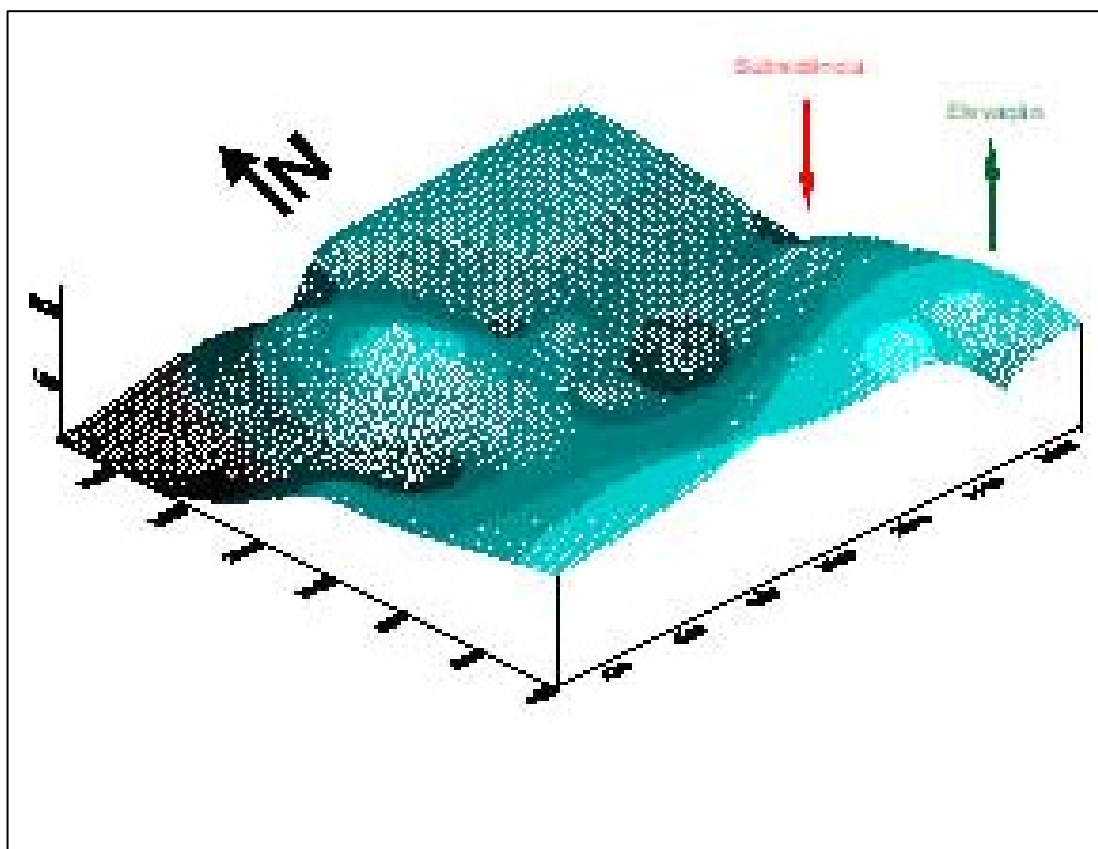


Figura 37 - Visualização Tridimensional da Distribuição dos índices RDE nas Bacias que drenam do Maciço Passa Quadro.

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.

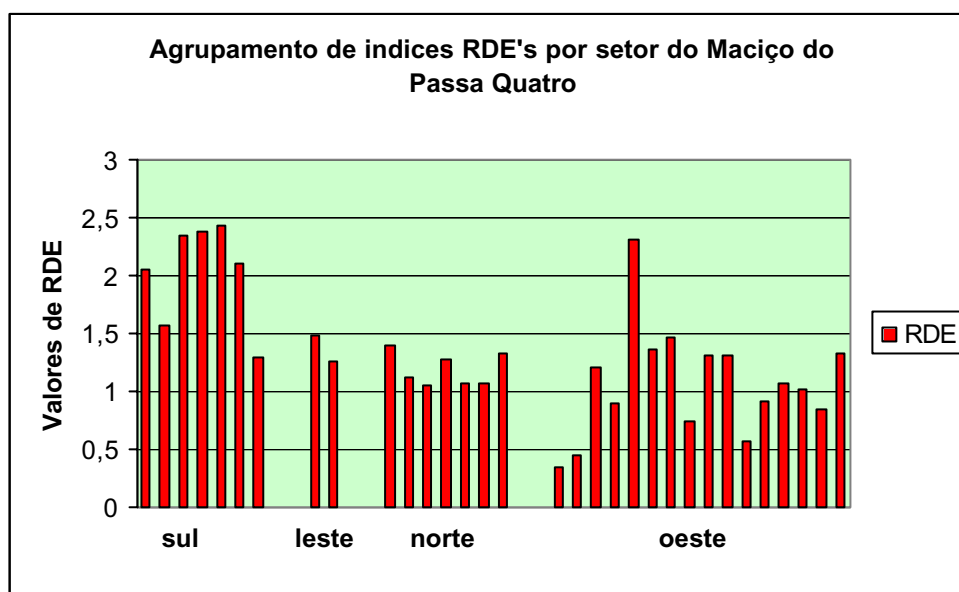
A distribuição dos valores de índice RDE para os diversos setores considerados do maciço (sul, leste, norte e oeste) demonstra claramente a influência do basculamento do bloco sobre a drenagem. Os rios que drenam a face sul, vertente meridional, são os que apresentam os maiores valores do índice RDE, em todo o maciço, o que reflete a energia do relevo naquele setor (Figura 38).

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 33).

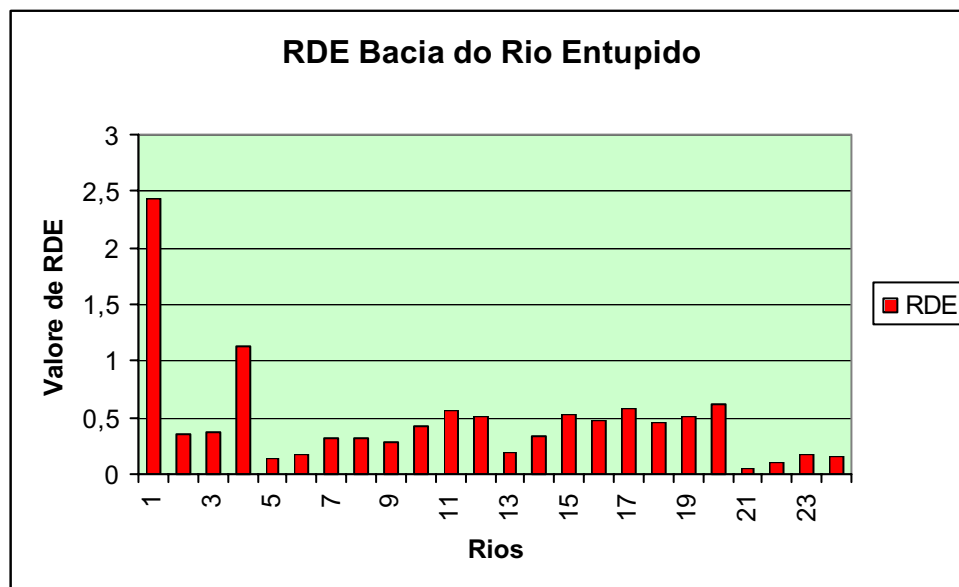
Por sua vez, o cálculo dos índices para todos os tributários das bacias dos rios Entupido, Cascata e Fundo revelaram que os canais de baixa ordem (primeira e segunda ordens), apresentaram os mais baixos índices, não refletindo bem os controles estruturais sobre a declividade e, ao contrário, reproduzem através do índice sua situação de equilíbrio à linha de menor declividade de uma vertente (Figura 39). 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 38 – Agrupamento dos índices RDE por setor do Maciço do Passa Quatro



Fonte: Missura (2002)

Figura 39 – Distribuição dos índices RDE na bacia do rio Entupido. O primeiro valor refere-se ao canal principal



Fonte: Missura (2002)

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 cinco amostras, coletadas em diferentes setores da bacia do Ribeirão Entupido foram agrupadas na tabela IX e serão discutidas em seguida.

Tabela IX – Cálculo das idades finais para as 05 amostras do vale do Rio Entupido, Maciço do Passa Quatro, SP.

Amostra	DA (Gy/ano)	Q (Gy)	Idade BP (anos)
VG 01	1.187 ± 30	39,20	33.000 ± 3.000
SA 01	1970 ± 50	24,42	12.400 ± 1.500
SA 02	1.640 ± 40	1,03	650 ± 80
SR 01	2.200 ± 70	30,86	13.800 ± 1.800
SR 02	2.400 ± 65	11,56	4.700 ± 600

Fonte: Dados da LVD/FATEC

Interpretação do Significado Geomorfológico das Idades

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

Descrição: Cabeceira de drenagem com entulhamento aluvionar (Figura 40). 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)**

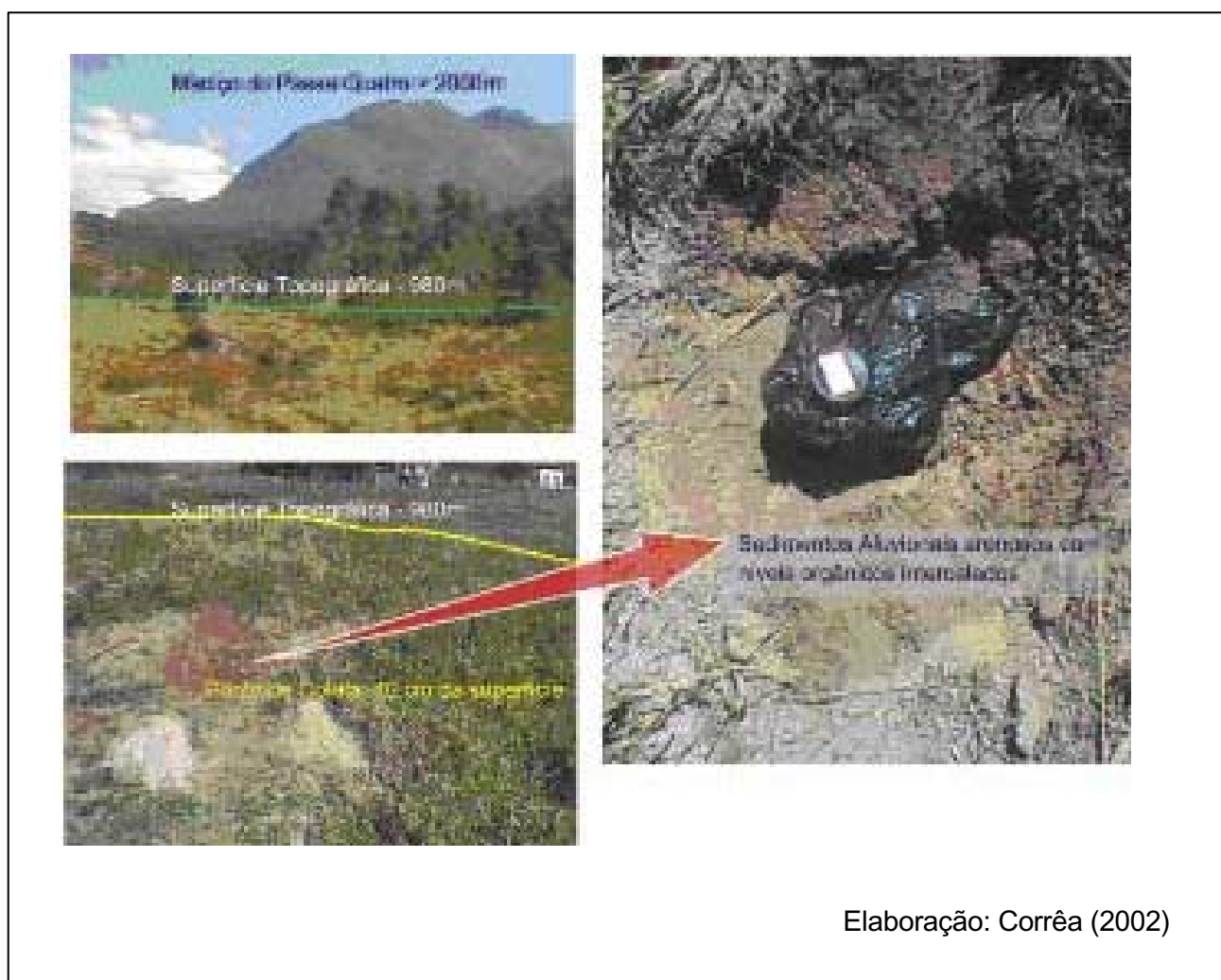


Figura 40 – Área Localizada na Fazenda Vargem Grande, na Bacia do Córrego das Cruzes onde houve coleta de sedimentos em planície aluvial.

Interpretação: A posição topográfica do depósito sugere uma idade muito recente por se tratar de uma planície aluvial, no entanto não foi comprovado pela datação que estabeleceu uma idade pleistocênica (33.000 anos) para o mesmo.

Esta informação reflete a complexidade de fatores controladores da deposição na área e sugere duas hipóteses a respeito da evolução deste depósito:

1ª hipótese: a área sobreviveu aos processos agradacionais do final do Pleistoceno de forma mais ou menos incólume, em virtude da geometria do alvéolo (alvéolo largo) e de uma situação de equilíbrio ambiental com manutenção da cobertura vegetal, a despeito das variações climáticas. Mesmo atualmente é notável o recobrimento florestal na face norte do alvéolo. Tais circunstância haveriam estabilizado o aporte de sedimentos, e mantendo o nível de base estável desde o Pleistoceno superior.

2ª hipótese: 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 possa 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 e 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, depósitos pleistocênicos.

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: Bacia de ordem “0” com evidência de várias remobilizações do regolito e episódios de rebaixamento do nível de base local. Perfil côncavo – planar. Rampas de colúvio-alúvio suspensas, formando três níveis distintos, desarticulados por soleiras rochosas. Material coluvionar sem estrutura aparente. Com matriz argilosa contendo grânulos e pisólitos de cor marrom. Solo com 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, as soleiras rochosas, que assumem a forma de anfiteatros de sedimentação desarticulados entre si. A razão desta 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 bandejamento gnáissico em relação à superfície. Outra razão pode se referir a um controle neo-tectônico, que agindo 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 41).

Idade Estimada: Pleistoceno superior/Holoceno médio Idade Confirmada: SR 01 - 13.800 ± 1.800 (Pleistoceno superior) SR 02 - 4.700 ± 600 (Holoceno médio)
--

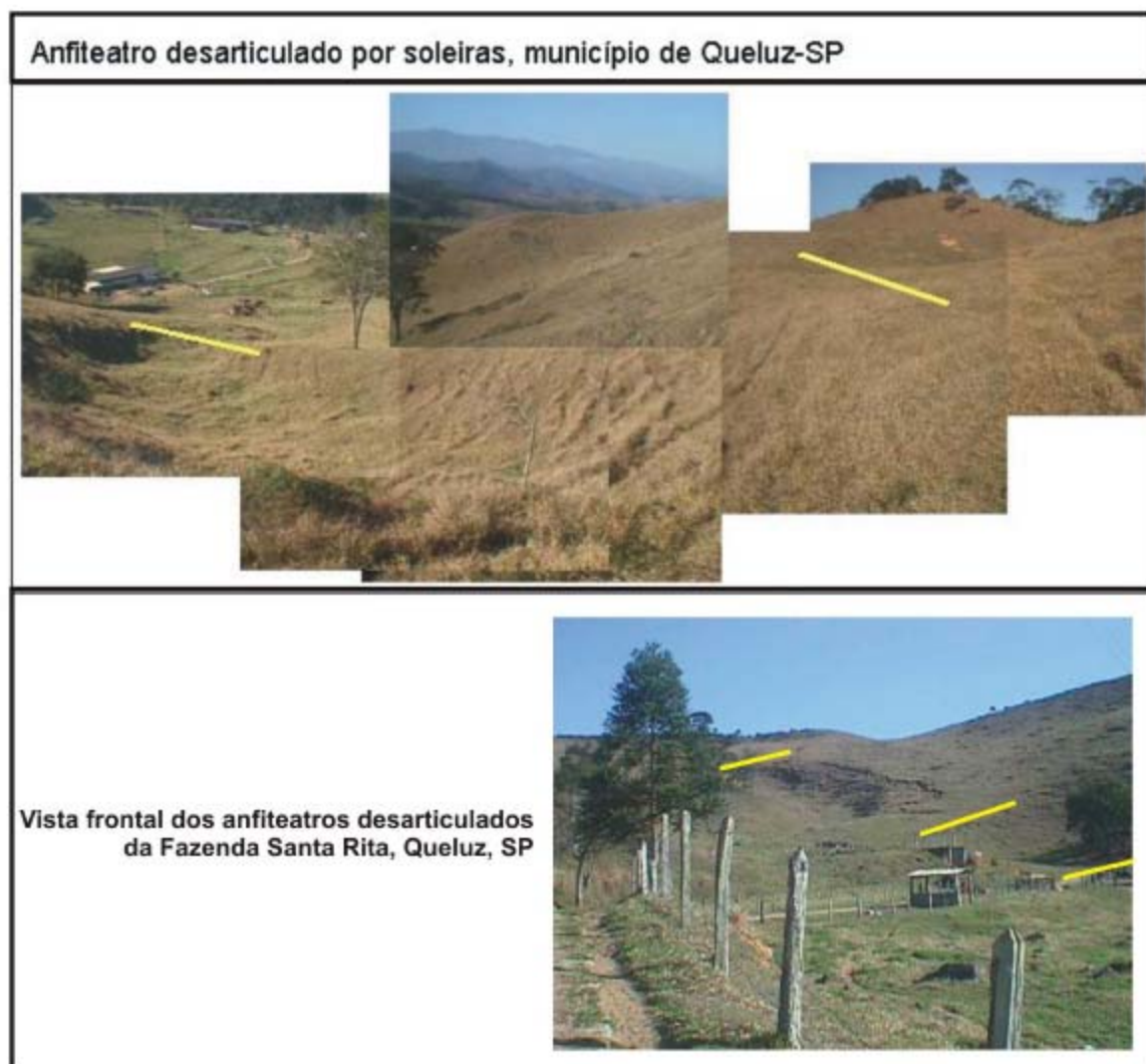


Figura 41 – Aspectos da área de coleta das amostras SR 01 e SR 02 – Alvéolos desarticulados associados à drenagem da margem direita do médio/alto curso do Ribeirão Entupido.

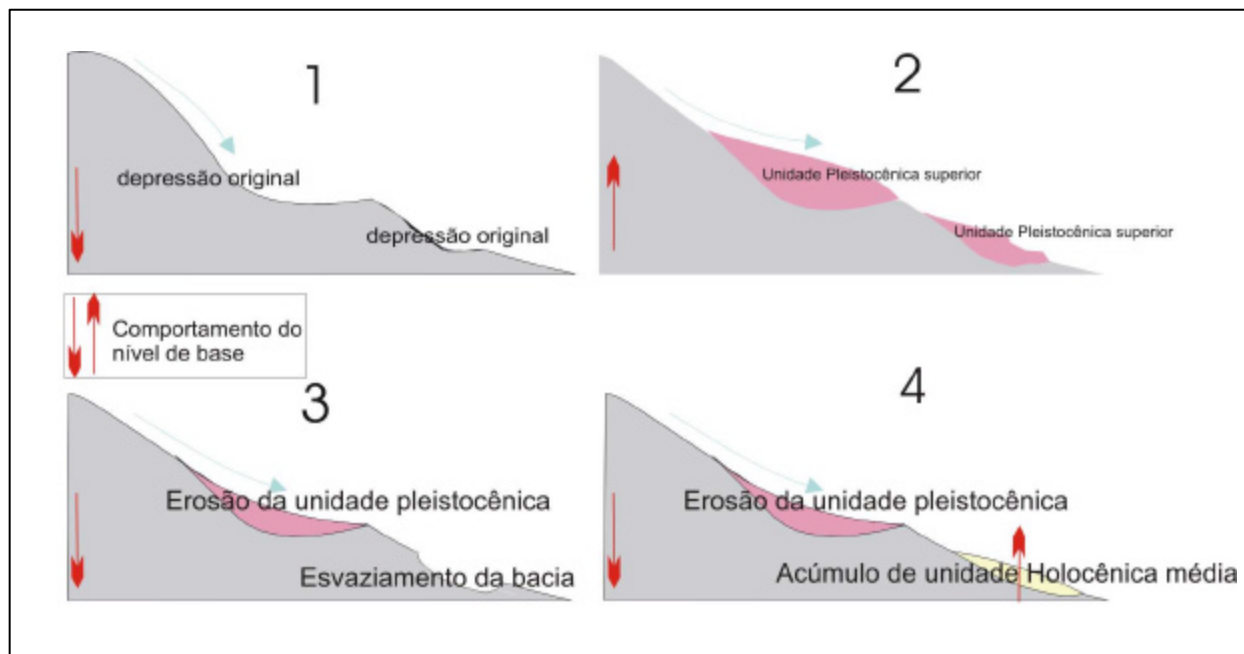
Interpretação: A seqüência de eventos deposicionais ao longo da encosta, sugerem uma sobreposição lateral, mais do que uma hipótese que justifique a sobreposição vertical de eventos, uma vez que as amostras foram coletadas à mesma distância vertical da superfície, cerca de 1,20 m, acima do contato do 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 da vertente.

Hipóteses interpretativas: Admitindo-se que a erosão é concomitante em todos os setores da encosta, como reflexo a um mesmo fenômeno desencadeador, 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. 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 altas para as áreas mais baixas, resultando em depósitos com idades menores no sentido da base da encosta. O tamanho das áreas de estocagem também seria determinante na preservação dos estoques de sedimentos e/ou na aceleração de sua erosão. 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, pode-se propor 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 a 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, haver 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 maior pluviosidade

regional referindo-se ao limiar Pleistoceno/Holoceno e o ótimo 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 (Figura 42).



Elaboração: Corrêa (2002)

Figura 42 – Interpretação da deposição coluvial nos alvéolos desarticulados na área de coleta das amostras SR01 e SR02, representando um processo em cascata.

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

Descrição: Planície aluvionar 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, 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 (Fotos 08 e 09; figuras 43, 44 e 45).

Idade Estimada: Pleistoceno Superior / Holoceno

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

SA 02 - 650 ± 80 (Holoceno Superior)

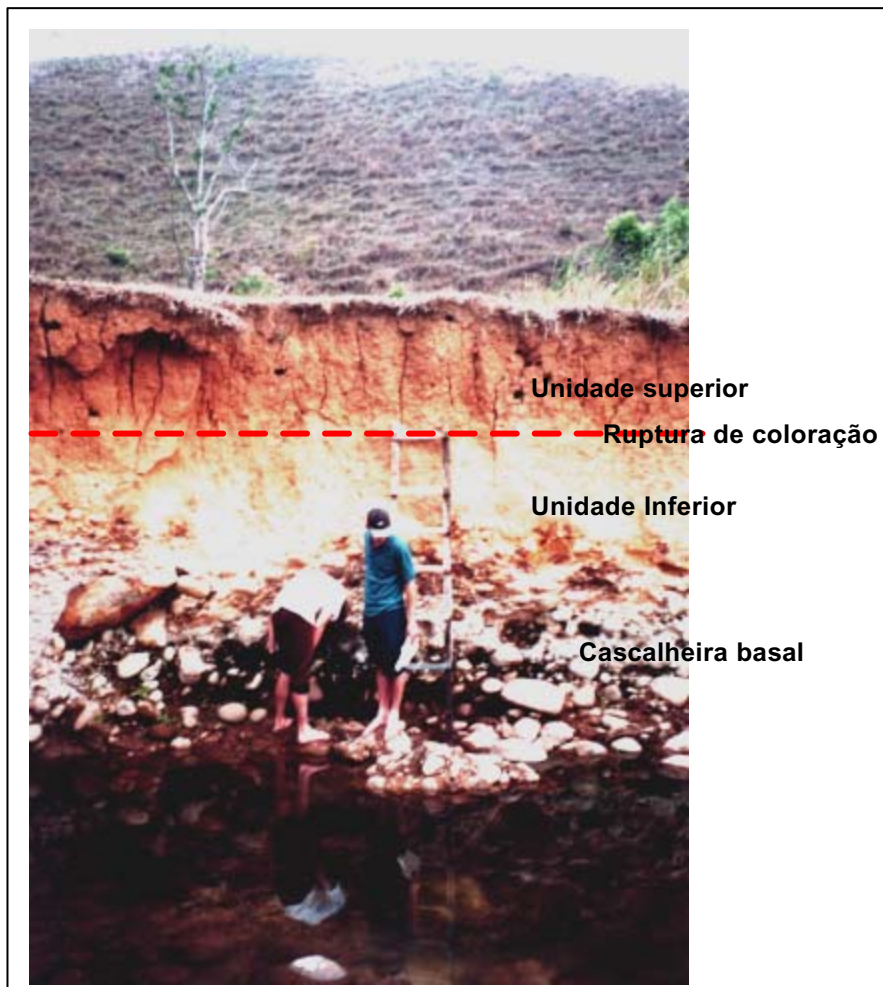


Foto 08 – Aspectos morfológicos de talude vinculado a terraço fluvial na média bacia do Ribeirão Entupido, (Corrêa, novembro de 2002).



Foto 09 – Visão parcial de soleira gnáissica recoberta por cascalheira em processo de dissecação, (Corrêa, novembro de 2002).

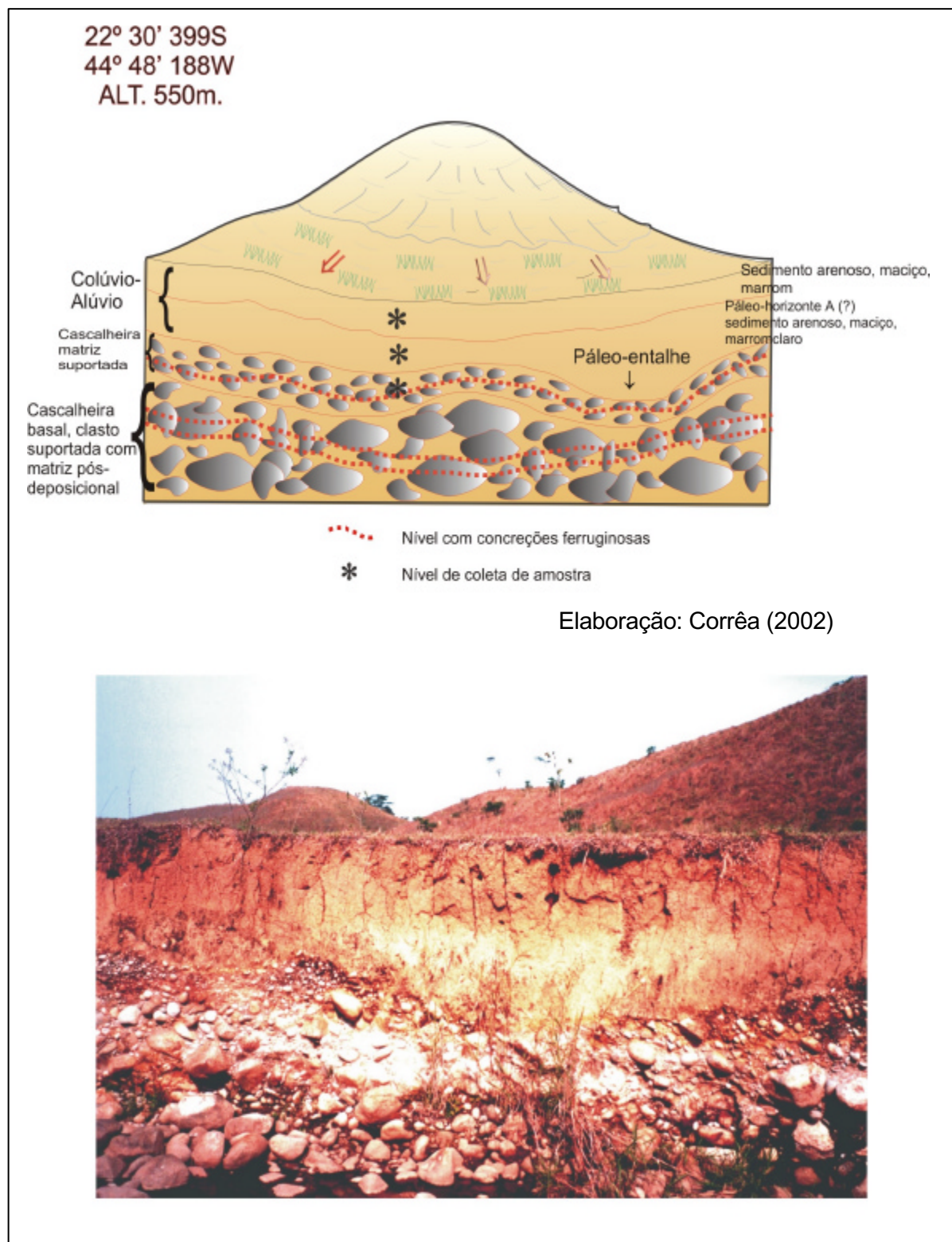


Figura 43 – Seção vertical no médio curso do Ribeirão Entupido evidenciando episódios interdigitados de coluvionamento e retomada da dinâmica fluvial.

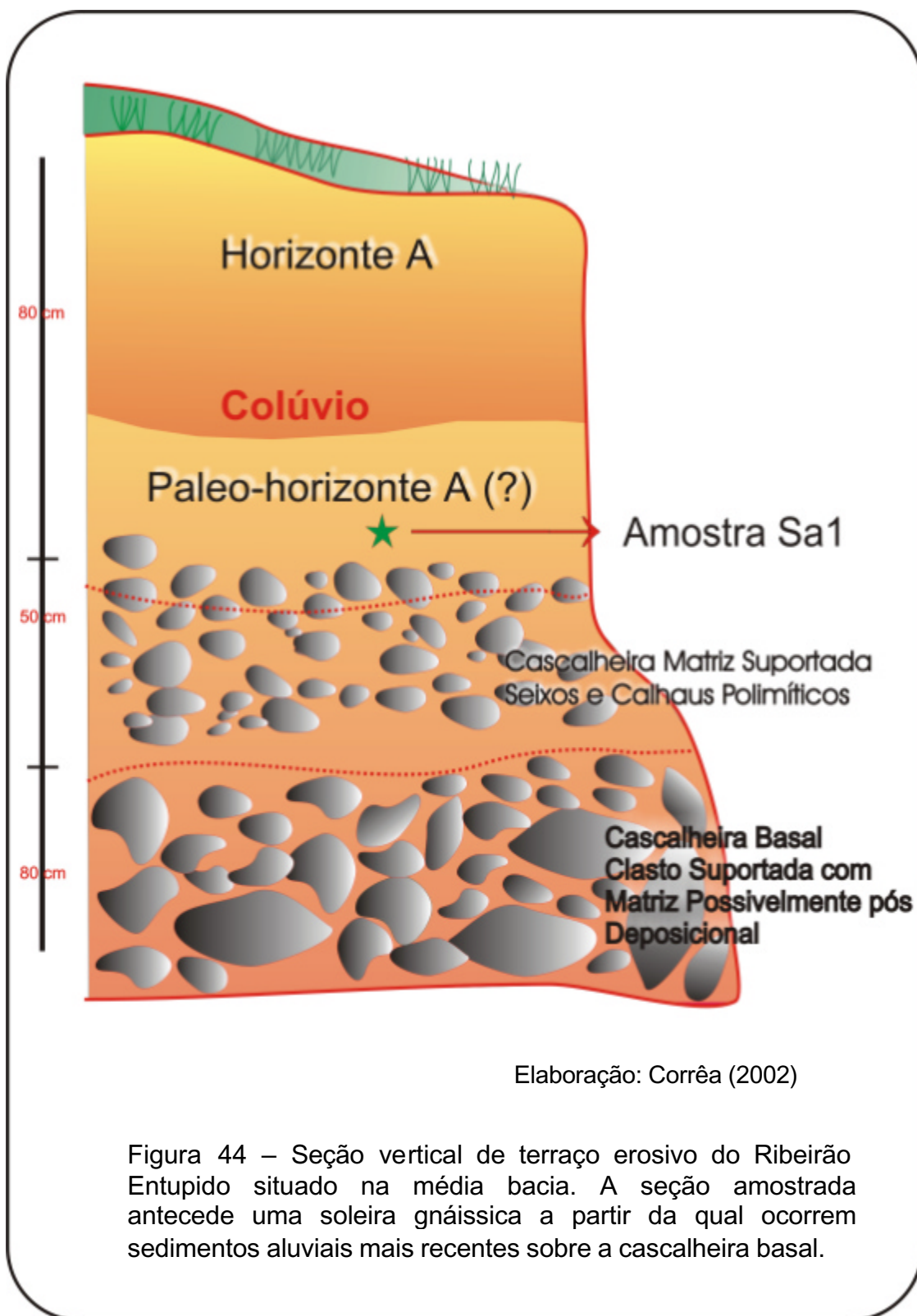
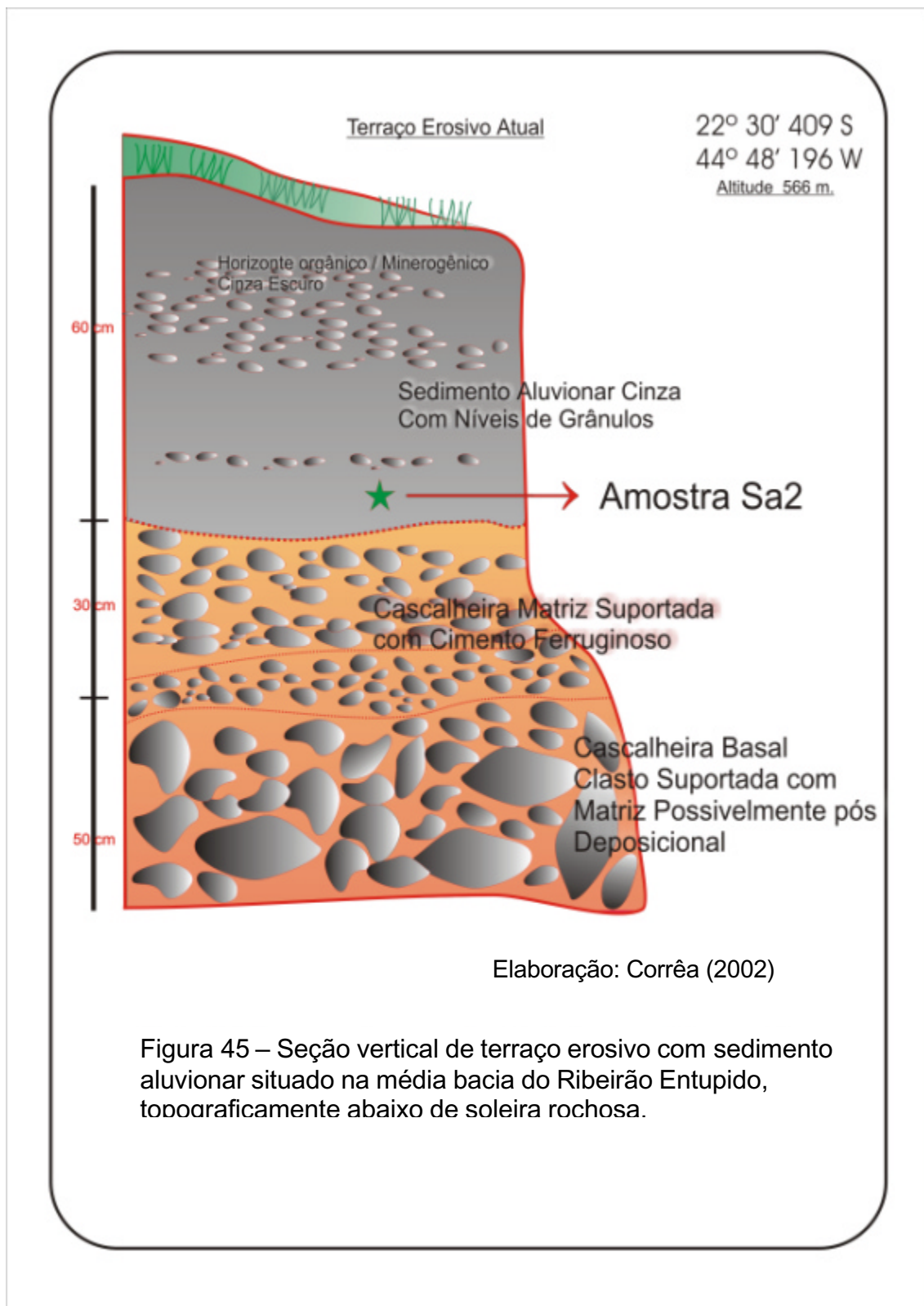


Figura 44 – Seção vertical de terraço erosivo do Ribeirão Entupido situado na média bacia. A seção amostrada antecede uma soleira gnáissica a partir da qual ocorrem sedimentos aluviais mais recentes sobre a cascalheira basal.



Hipóteses interpretativas: Assim como nos ambientes de encosta, a sedimentação fluvial em um curso de baixa ordem em ambiente alta energia, obedece pulsações cíclicas que 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 todo o Holoceno, 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 extensiva de retrabalhamento fluvial provocou a deposição de uma nova cascalheira a jusante do antigo terraço superior, curiosamente, sempre após uma linha de soleira fluvial, que parece haver barrado a erosão remontante, que durante o Holoceno, consumiu os depósitos pleistocênicos.

Segundo Corrêa (2002), a ocorrência de soleiras fluviais é comum em áreas de litologias gnáissicas com bandeamento de alto ângulo, mas o fato das mesmas estares 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. De qualquer forma, resta uma explicação páleo-hidrológica: atuando como pontos de entrincheiramento da drenagem, as soleiras fluviais, podem haver 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. Se em

seguida, estabelece-se um evento climático importante, com maior energização do fluxo e erosão dos terraços à montante, as áreas abaciadas após as soleiras tornam-se loci deposicionais importante, para a estocagem de sedimentos provenientes dos setores acima dos barramentos. Cessado o evento climático as bacias ficam entulhadas sobrevivendo uma nova fase de entalhe com discreto rebaixamento do nível de base.

VIII – CONSIDERAÇÕES FINAIS

A análise da distribuição e forma das rampas coluviais permitiu a compreensão da dinâmica que interfere nas feições de relevo da bacia analisada.

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.

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

A presença de um extenso depósito de detritos na média bacia posicionado na base dos perfis amostrados pode ser relacionadas a um ambiente seco no Pleistoceno inferior a médio que propiciou o transporte torrencial deste material heterométrico. 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, 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.

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. Infelizmente a ausência de datações nesta párea impossibilita que seja afixada a origem deste material, entretanto o predomínio de pastagens na média e baixa bacia fornece indícios de quanto o homem vem dinamizando o processo de sedimentação nos fundos de vales.

A datação por LOE (Luminescência Opticamente Estimulada) forneceu portanto 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 quartzo e feldspato a “chave” para se identificar a última data que o material esteve exposto à luz solar.

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.

A análise regional tendo como base as paleosuperfícies, e os modelos MDT, permitiram verificar incompatibilidades com os estudos sobre extensas superfícies regionais. As denominadas superfícies de tendência desmistificam dúvidas vinculadas à orientação das feições geomorfológicas e indicaram a existência de superfícies locais, exigindo cuidados quanto a utilização das teorias sobre superfícies comumente utilizadas em pesquisas geológicas e geomorfológicas.

A análise dos cursos fluviais também foi 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 permitiram visualizar anomalias que checadas em campo, evidenciaram dinâmica tectônica recente, como as soleiras, desarticulação de alguns cursos fluviais e capturas de drenagem.

Verificou-se 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 sobreimpõe aos diversos domínios estruturais da área.

A análise dos MTDs 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.

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 apontado pelos trabalhos de Hiruma (1999) e Gontijo (1999).

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.

VII – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB'SÁBER, A. N. As Altas Superfícies de Aplainamento do Brasil Sudeste. **Boletim Geográfico**, Ano XIII, Maio-Junho de 1955. N. 126, p. 296-300.

_____. Revisão dos Conhecimentos sobre o Horizonte Sub-Superficial de Cascalhos Inhumados do Brasil Oriental. **Boletim da Universidade do Paraná**. N.º 2, julho de 1962, p. 1-32.

_____. O Domínio dos Mares de Morros no Brasil. **Geomorfologia**, n.º 2, São Paulo, 1966, 9 p.

_____. Domínios Morfoclimáticos e Províncias Fitogeográficas do Brasil. **Orientação**. N.º 3, março de 1967, São Paulo, p. 45-48.

_____. Províncias Geológicas e Domínios Morfoclimáticos no Brasil. **Bol. Da 2.º Semana de Estudos Geológicos da Estado de S.P. CEPEGE**, 1968, p. 83-123.

_____. Potencialidades Paisagísticas Brasileiras. **Geomorfologia**. 55, São Paulo, 1977, 27 p.

_____. Os Mecanismos da Desintegração das Paisagens Tropicais no Pleistoceno; efeitos paleoclimáticos do período Wurm – Wisconsin. **Inter-fácies**, escritos e documentos. Unesp/Ibilce. N.º 4, 1979, 19 p.

_____. Ritmo da Epirogênese Pós-Cretácica e Setores das Superfícies Neogênicas em São Paulo. **Geomorfologia**, 13, 1969, p. 1-20.

_____. Relevo, Estrutura de Rede Hidrográfica do Brasil. **Boletim Geográfico**, V.3 (173), 1983 p. 145-174

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 en tectonique en 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.

AZEVEDO, A. – Regiões Climato - Botânicas do Brasil. **Boletim Paulista de Geografia**. N. 6, 1950, São Paulo, p. 32-43.

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.

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.

CAILLEUX, A.. Os depósitos detríticos, a linha de cascalhos enterrados e os cupins. **Notícia Geomorfológica**, Vol. VI n.º 12, pp. 43-49, 1966.

CAILLEUX, A.; TRICART, J. – Zonas Fitogeográficas e morfoclimáticas do Quaternário no Brasil. **Notícia Geomorfológica**. N. º 4, agosto de 1959, p. 12-16.

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.

CHRISTOFOLETTI, A. – A Significação das Cascalheiras nas Regiões Quentes e Úmidas. **Notícia Geomorfológica**. Vol. 8. N. º 15, 1968. P. 42-49.

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, P. Regiões e Paisagens do Estado de São Paulo. **Boletim Geográfico**. Ano II, p. 1837 – 1850, Março de 1945.

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.

DE MARTONNE, E. – Problemas Morfológicos do Brasil Tropical Atlântico. **Revista Brasileira de Geografia**. Ano V, N.º 4. 1943, p. 3-30 (1.º parte)

DE MARTONNE, E. Problemas Morfológicos do Brasil Tropical Atlântico. **Revista Brasileira de Geografia**. Ano VI, N.º 2. 1944, p. 155-178 (2.º parte)

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.

GUIMARÃES, F. M. S. – Divisão Regional do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia**. Ano III, N.º 2, junho de 1941, p. 318-373.

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.

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

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. **A Geomorfologia do Brasil Oriental**. IBGE, Rio de Janeiro, 265 p. Ano XVIII, n.2, 1957.

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 Neoquaternárias 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.

MELO, 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.

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

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. Hilllope deposits and the Quaternary evolution of the altos campos – Serra da Mantiqueira, from Campos do Jordão to the Itatiaia Massif. 31 st International Geological Congress, Rio de Janeiro, **Revista Brasileira de Geociências**. 30(3): 504-510.

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

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. **Anais do IV Congresso da ABEQUA**, São Paulo 5 a 8 /07 de 1993. p.15-16

MORAIS REGO, L. F. Notas sobre a Geomorfologia de São Paulo e sua Gênese. **Boletim Geográfico** Ano IV, Abril de 1946, N. 37, p. 9-17.

MORAIS REGO, L. F. Notas sobre a Geomorfologia de São Paulo e sua Gênese. **Boletim Geográfico** Ano IV, Maio de 1946, N. 38, p. 127-132.

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.

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, Southeastern 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. **American Journal of Science**, v. 284, p. 241-254, 1984.

NEUMANN, V. H. ; MABESOONE, J. M. Relief correlated sediments on land and under the sea. In: 14th **International Sedimentological Congress**, Recife, Brazil. Abstracts, p. 59 – 60, 1994.

NIMER, E. – Clima da Região Sudeste. In: **Geografia do Brasil**; Região Sudeste, IBGE, Vol. 3, 1977, p. 51-89

NOVAES PINTO, M. Aplainamento nos trópicos: uma revisão conceitual. **Geografia** Vol. 13/Outubro 1988, n.26, pp. 119-130.

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.

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 Jundiá, Atibaia e Jaguari (Estado de São Paulo). **Boletim Paulista de Geografia**, N. 46, 1971, p. 107-138.

PENTEADO, M. M. – Novas Informações a Respeito do Pavimentos Detríticos (stone lines). **Notícia Geomorfológica**. Campinas, Vol. 9, N.º 17, 1969, p. 15-41.

_____. Características do Pedimentos nas Regiões Quentes e Úmidas. **Boletim Geográfico**, Rio de Janeiro, 30 (221), p. 97-109. 1971.

PENTEADO, M. M. - **Fundamentos de Geomorfologia**. Rio de Janeiro, IGBE. 3.ª edição. 186 p. 1980.

PENTEADO - ORELLANA, M. M. – Microrelevos associados a termitas no cerrado. **Notícia Geomorfológica**. Vol. 20, n.º 39/40, 1980, p. 61-72.

PINHEIRO, D.J.F. – Evolução das encostas nas regiões tropicais úmidas. **Programa de textos didáticos XXXV**. Universidade Federal da Bahia, 1971. Pág 3-28.

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'´evolution 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.

RANZANI, G. et al. Concreções ferrugionosas, paleosolo e a superfície de cimeira no Planalto Ocidental Paulista. **Geomorfologia** 31, São Paulo, 1972, 28 p.

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.

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.

RUELLAN, F. Problemas do relevo e da estrutura do Brasil. **Boletim Geográfico**. Ano IX, Agosto de 1951, N. 101, p. 559-563.

RUELLAN, F. – O Papel das Enxurradas no Modelado do Relevo Brasileiro. **Boletim Paulista de Geografia**. N.º 13, 1953, p. 5-18 (1.º parte)

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.

SALAMUNI, E. **Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Unesp, 211p.1998.

SALGADO-LABOURIAU, M. L. **História Ecológica da Terra**. Editora Edgard Blucher, 1994, 307 p.

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. RICOMINI. 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.

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.

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 deflect 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. – Divisão Morfoclimática do Brasil Atlântico Central. **Boletim Paulista de Geografia**. N.º 31, 1959, p. 3-43.

TRICART, J. - Informação para a Interpretação Paleogeográfica dos Cascalheiros. **Notícia Geomorfológica**. Ano II, N.º 4, 1959, Campinas, 11 p

TRICART, J. - As relações entre a Morfogênese e a Pedogênese. **Notícia Geomorfológica**. Vol. 08, n.º 15, 1968, p 5-18.

TSUKAMOTO, Y.T.O. e NOGUCHI, H. Hidrological 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. Publi**, 137:89-98, 1982.

VARAJÃO, C. A. C. – As teorias geomorfológicas e a evolução da paisagem. REM; **Revista da Escola de Minas**, 51 (1) : 45-51, jan. mar. 1998.

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.