

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS DA MATEMÁTICA E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA**

**CONTROLES NATURAIS E ANTROPOGÊNICOS DA ESTOCAGEM
DIFERENCIAL DE SEDIMENTOS FLUVIAIS: BACIA DO RIO
BANANAL (SP/RJ), MÉDIO VALE DO RIO PARAÍBA DO SUL**

MARCELO EDUARDO DANTAS

**Disertação submetida ao corpo docente do Programa de Pós-Graduação em Geografia
da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como requisito para obtenção do título de
Mestre em Ciências (M.Sc.).**

RIO DE JANEIRO

DEZEMBRO DE 1995

**CONTROLES NATURAIS E ANTROPOGÊNICOS DA ESTOCAGEM
DIFERENCIAL DE SEDIMENTOS FLUVIAIS: BACIA DO RIO
BANANAL (SP/RJ), MÉDIO VALE DO RIO PARAÍBA DO SUL**

MARCELO EDUARDO DANTAS

**Disertação submetida ao corpo docente do Programa de Pós-Graduação em Geografia
da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como requisito para obtenção do título de
Mestre em Ciências (M.Sc.).**

ORIENTADORA: ANA LUIZA COELHO NETTO

Aprovada por:

Prof. _____

Presidente

Prof. _____

Prof. _____

RIO DE JANEIRO

DEZEMBRO DE 1995

FICHA CATALOGRÁFICA

DANTAS, MARCELO EDUARDO

Controles Naturais e Antropogênicos da Estocagem Diferencial de Sedimentos Fluviais: Bacia do Rio Bananal (SP/RJ), Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (Rio de Janeiro), 1995.

xiv, 142p. 29,7cm (Instituto de Geociências - UFRJ, M.Sc., Programa de Pós-Graduação em Geografia, 1995).

Tese - Universidade Federal do Rio de Janeiro. Instituto de Geociências.

1. Geomorfologia. 2. Níveis de base locais 3. Vale do rio Paraíba do Sul. 4. Estocagem de sedimentos 5. Ciclo do café. 6. Mudanças Ambientais. 7. Taxas de Rebaixamento do Relevo. I - IG/UFRJ. II - TÍTULO (Série).

CONTROLES NATURAIS E ANTROPOGÊNICOS DA ESTOCAGEM DIFERENCIAL DE SEDIMENTOS FLUVIAIS: BACIA DO RIO BANANAL (SP/RJ), MÉDIO VALE DO RIO PARAÍBA DO SUL

MARCELO EDUARDO DANTAS

RESUMO:

No Quaternário Superior, foram registradas expressivas transformações ambientais no Médio Vale do rio Paraíba do Sul, quer produzidas por mudanças no regime paleo-hidrológico (Coelho Netto *et al.*, 1994), quer pela intervenção antropogênica no ambiente (Dantas & Coelho Netto, 1993).

Partindo da premissa de que os ciclos erosivo-deposicionais ocorrem episodicamente na paisagem (Meis & Monteiro, 1979; Reneau *et al.*, 1989; Coelho Netto *et al.*, 1994), este estudo visa analisar na bacia do rio Bananal e áreas adjacentes, o caráter não uniforme da sedimentação fluvial, no espaço e no tempo, resultante das transformações ambientais que reafeiçoam o relevo em escala regional.

A morfologia dos fundos de vales, marcada por uma sucessão de alvéolos e estrangulamentos (Bigarella *et al.*, 1965; Dantas & Coelho Netto, 1991) e a ocorrência de níveis de base locais, como feições residuais nos canais fluviais, demonstram, na área de estudo, a influência de um substrato geológico heterogêneo (Almeida *et al.*, 1993; Eirado Silva, *em prep.*) no desenvolvimento do modelado da paisagem. Descontinuidades estruturais do substrato rochoso, tais como a rede de fraturamentos e a foliação principal, controlam 81% e 67% dos "knickpoints", respectivamente (Eirado Silva *et al.*, 1993).

Os níveis de base locais produzem, portanto, bacias suspensas que operam independentemente da rede regional de canais, resultando numa produção e estocagem diferencial de sedimentos nas bacias fluviais controlada, principalmente, pela densidade de concavidades e pelo gradiente do canal na bacia suspensa (Dantas *et al.*, 1994; Dantas *et al.*, 1995).

Contudo, os processos geomorfológicos não são uniformes apenas espacialmente, mas também temporalmente. Coelho Netto *et al.* (1994), baseados em levantamentos estratigráficos e datações por radiocarbono, identificaram dois períodos erosivo-deposicionais durante o Holoceno, a saber: o primeiro, registrado por volta de 10.000-8.000 anos atrás, está documentado nos terraços fluviais e leques alúvio-cólvias e está associado, possivelmente, a um período de aquecimento pós-glacial no limite Pleistoceno-Holoceno; e o segundo, registrado por volta de 200 anos atrás, está documentado nas planícies de inundação e associado ao desmatamento e à plantação de extensos cafezais, que alterou radicalmente a dinâmica hidrológica regional e promoveu generalizada erosão laminar nas vertentes.

Com base no entendimento dos processos que regulam, em última análise, uma produção e estocagem diferencial de sedimentos no tempo e no espaço, mensura-se a magnitude destas transformações ambientais por meio de volumetria de depósitos. Para a bacia do rio Piracema, foram calculadas taxas de sedimenta o da ordem de 97.000m³/ano e um Rebaixamento Total de 7,5 cm, durante o ciclo cafeeiro, o que resultou na remo o do horizonte orgânico legado pela floresta (Dantas & Coelho Netto, *subm.*). Durante a transi o Pleistoceno-Holoceno, foram calculadas taxas de sedimenta o da ordem de 38.000m³/ano. Contudo, como este evento concentrou-se nas concavidades, principais áreas-fonte de sedimentos, o Rebaixamento Total do Relevo atingiu a marca de 3,0m, o que produziu a coalescência de rampas e destrui o de divisores.

Este estudo propõe-se, portanto, a contribuir também com uma abordagem metodológica, que seja capaz de quantificar a magnitude de determinada mudança no ambiente por meio de seu "rastros impresso na paisagem".

ABSTRACT:

The Middle Paraíba do Sul Valley was marked by significant environmental changes on the Late Quaternary, produced by paleo-hydrologic shifts (Coelho Netto *et al.*, 1994), or by the human interference on the landscape (Dantas & Coelho Netto, 1993).

Considering that the erosion-sedimentation cycles occur episodically on the landscape (Meis & Monteiro, 1979; Reneau *et al.*, 1989; Coelho Netto *et al.*, 1994), this study aims to analyse the spatially and temporally non-uniform fluvial sedimentation on the Bananal basin and adjacent areas, that results of the environmental changes that model the landscape in a regional scale.

The bottom-valleys morphology, marked by a succession of alveolus and gorges (Bigarella *et al.*, 1965; Dantas & Coelho Netto, 1991) and the occurrence of local base-levels, as residual features in the channels, show, therefore, the heterogeneous bedrock geology influence (Almeida *et al.*, 1993; Eirado Silva, *em prep.*) on the landscape development. Bedrock structural discontinuities, such as the joint sets and the main foliation, control 81% e 67% of the "knickpoints", respectively (Eirado Silva *et al.*, 1993).

The local base-levels produce on the fluvial system, hanging-valleys that operate independently of the drainage network, resulting in a differential sediment production and storage on the fluvial basins, mainly controlled by the hollow density and by the channel gradient in the hanging-valleys (Dantas *et al.*, 1994; Dantas *et al.*, 1995).

However, the geomorphological processes are non-uniform only spatially, but also temporally. Coelho Netto *et al.* (1994), based in stratigraphic profiles and radiocarbon dates, identified two erosion-sedimentation periods during the Holocene: the first, recorded around 10.000-8.000 years B.P., is documented along the fluvial terraces and alluvial fans and is possibly associated for a Early Holocene period of increasing warm and humid conditions; and the second, recorded around 200 years B.P. is documented along the floodplains and is associated for the general deforestation and the spread coffee plantation, that altered radically the regional hydrological dynamics and promoted general sheet-wash erosion on the slopes.

Based on the understanding of the processes that regulate the spatially and temporally differential sediment production and storage on the fluvial system, were made measurements about the magnitude of these environmental changes through bulk deposits measures. For the Piracema river basin, were calculated sedimentation rates around 97.000 m³/year and total bedrock lowering around 7,5cm, during the coffee cycle, that resulted on the erosion of the forested organic horizon (Dantas & Coelho Netto, *subm.*). During the Pleistocene-Holocene transition, were measured sedimentation rates around 38.000 m³/year. However, this cycle was concentrated on the hollows, the major sediment source-areas, so the total bedrock lowering reached 3,0 m, that resulted on the "rampa" coalescence and the relief inversion.

Therefore, this study aims to contribute also with a methodological approach, that could be able to quantify a magnitude of a certain environmental shift through the remnants registered on the landscape.

ÍNDICE

1) INTRODUÇÃO:	01
1.1) OBJETIVOS DA TESE:.....	06
2) O ESTADO DA ARTE NO PLANALTO SUDESTE BRASILEIRO:	07
3) O ATUAL CENÁRIO AMBIENTAL DA ÁREA DE ESTUDO:	11
3.1) GEOLOGIA:.....	11
3.2) GEOMORFOLOGIA:.....	17
3.3) CONDIÇÕES CLIMÁTICAS:.....	22
3.4) SOLOS, VEGETAÇÃO E IMPACTOS DA INTERVENÇÃO ANTROPOGÊNICA:.....	24
4) METODOLOGIA:	26
4.1) A MORFOLOGIA DOS FUNDOS DE VALES DA BACIA DO RIO BANANAL:.....	26
4.2) NÍVEIS DE BASE LOCAIS ROCHOSOS NO CONTROLE DA MORFOLOGIA DOS FUNDOS DE VALES E DA COMPARTIMENTAÇÃO DIFERENCIAL DO RELEVO	27
4.3) OS NÍVEIS DE BASE LOCAIS E A ESTOCAGEM DIFERENCIAL DE SEDIMENTOS AO LONGO DOS FUNDOS DE VALES	29
4.4) CÁLCULOS DE TAXAS DE SEDIMENTAÇÃO E DE REBAIXAMENTO ESTIMADO DO RELEVO	32
4.5) REVISÃO DA LITERATURA NO QUATERNÁRIO SUPERIOR E O RESGATE HISTÓRICO DA OCUPAÇÃO HUMANA NO MÉDIO VALE DO RIO PARAÍBA DO SUL:	36
5) RESULTADOS E DISCUSSÕES:	38
5.1) A MORFOLOGIA DOS FUNDOS DE VALES DA BACIA DO RIO BANANAL:.....	38
5.1.1) O ESTADO DA ARTE:.....	38
5.1.2) RESULTADOS E DISCUSSÃO:.....	40
5.2) CONDICIONANTES LITO-ESTRUTURAIS NA FORMAÇÃO DE NÍVEIS DE BASE LOCAIS:	44
5.2.1) O ESTADO DA ARTE:.....	44
5.2.2) RESULTADOS E DISCUSSÃO:.....	47

5.3) "KNICKPOINTS" E ESTOCAGEM DIFERENCIAL DE SEDIMENTOS EM BACIAS FLUVIAIS	59
5.3.1) O ESTADO DA ARTE:.....	59
5.3.2) RESULTADOS E DISCUSSÃO:.....	60
5.4) O CICLO DE AGRADAÇÃO DA TRANSIÇÃO PLEISTOCENO-HOLOCENO: CONDIÇÕES PALEO-AMBIENTAIS E RESULTANTE GEOMORFOLÓGICA:.....	73
5.4.1) O ESTADO DA ARTE DA RECONSTITUIÇÃO PALEO-AMBIENTAL DURANTE O QUATERNÁRIO SUPERIOR: ÊNFASE NO PLANALTO SUDESTE BRASILEIRO	73
5.4.2) VOLUMETRIA DE DEPÓSITOS - TAXAS DE SEDIMENTAÇÃO E DE REBAIXAMENTO ESTIMADO DO RELEVO: POTENCIALIDADES E LIMITAÇÕES:	89
5.4.3) AVALIAÇÃO QUANTITATIVA DO IMPACTO EROSIVO-DEPOSICIONAL DURANTE A TRANSIÇÃO PLEISTOCENO-HOLOCENO:.....	93
5.5) O EVENTO EROSIVO-DEPOSICIONAL RESULTANTE DO CICLO CAFEIEIRO: O PAPEL DA INTERVENÇÃO ANTROPOGÊNICA:.....	100
5.5.1) O PROCESSO DE OCUPAÇÃO HUMANA NO MÉDIO VALE DO RIO PARAÍBA DO SUL E SUAS RESULTANTES AMBIENTAIS:	100
5.5.1.1) INTRODUÇÃO:.....	100
5.5.1.2) O RESGATE HISTÓRICO DA OCUPAÇÃO HUMANA NO MÉDIO VALE DO RIO PARAÍBA DO SUL:.....	101
5.5.2) AVALIAÇÃO QUANTITATIVA DO IMPACTO EROSIVO-DEPOSICIONAL DURANTE O CICLO CAFEIEIRO:	122
6) CONCLUSÕES:.....	127
7) BIBLIOGRAFIA:.....	132

LISTA DE FIGURAS:

FIGURA 1: Localização das bacias dos rios Bananal e Piracema.	12
FIGURA 2: Posicionamento Geográfico e Geológico da Área de Estudo.	14
FIGURA 3: Mapa geológico da bacia do rio Bananal, no Médio Vale do rio Paraíba do Sul. (In: Eirado Silva <i>et al.</i> , 1993 e Almeida <i>et al.</i> , 1993).	15
FIGURA 4: Mapa de Compartimentação Topográfica e de localização de níveis de base locais (“knickpoints”) na bacia do rio Bananal.	18
FIGURA 5: Índices pluviométricos anuais no período de 1963 a 1988. Média dos anos amostrados: 1.500 mm. Desvio Padrão: 277,7mm. In: Silva, 1991. Fonte: Posto Pluviométrico de Bananal, SP.	23
FIGURA 6: Desenho esquemático ilustrativo da utilização do Índice de Sedimentação dos Vales (ISV), no cálculo dos volumes de sedimentos estocados nos fundos de vales.	31
FIGURA 7: Histograma de classes de altura dos níveis de base locais.	48
FIGURA 8: Histograma de frequência e densidade dos níveis de base locais por unidade litológica.	50
FIGURA 9: Estereogramas (rede equi-área, Hemisfério Inferior). a) Pólos de foliação principal (S2). b) Pólos de fraturas. In: Eirado Silva <i>et al.</i> (1993).	51
FIGURA 10: Histograma de orientação dos níveis de base locais, em relação à foliação principal do substrato geológico.	52
FIGURA 11: Histograma de orientação dos níveis de base locais, em relação aos principais “sets” de fraturamentos.	54
FIGURA 12: Gráfico que correlaciona o desnivelamento e o gradiente do nível de base local com a orientação do segmento do canal, em relação à foliação principal.	55
FIGURA 13: Mapa de localização dos knickpoints” e de compartimentação topográfica da bacia do rio do Salto.	57
FIGURA 14: Relações entre “knickpoints”, morfologia dos vales e espessuras dos depósitos sedimentares (In: Dantas <i>et al.</i> , 1994).	62
FIGURA 15: Gráfico de correlação entre o volume de sedimentos estocados (Ss) e a área da bacia suspensa (Au).	67

FIGURA 16: Gráfico de correlação entre a razão do volume de sedimentos estocados pela área da bacia suspensa (Ss/Au) e a altura do “knickpoint”	67
FIGURA 17: Gráfico de correlação entre a altura do “knickpoint” e a área da bacia suspensa (Au)	69
FIGURA 18: Gráfico de correlação entre a razão do volume de sedimentos estocados pela área da bacia suspensa (Ss/Au) e o gradiente da bacia suspensa (Gu)	69
FIGURA 19: Gráfico de correlação entre a razão do volume de sedimentos estocados pela área da bacia suspensa (Ss/Au) e a razão entre o gradiente da bacia suspensa e o gradiente total do canal (Gu/Gt)	70
FIGURA 20: Gráfico de correlação entre a razão do volume de sedimentos estocados pela área da bacia suspensa (Ss/Au) e a frequência de concavidades (Nº de casos/km ²)	70
FIGURA 21: Gráfico de correlação entre a razão do volume de sedimentos estocados pela área da bacia suspensa (Ss/Au) e a densidade de concavidades (Comprimento de eixos (m)/km ²)	71
FIGURA 22: Datações por radiocarbono de depósitos sedimentares nos domínios fluvial, de encosta e transicionais na bacia do rio Bananal e áreas adjacentes (In: Coelho Netto <i>et al.</i> , 1994)	74
FIGURA 23: Principais registros cronológicos de mudanças paleo-ambientais no continente sul-americano desde o Pleistoceno Superior	80
FIGURA 24: Principais registros cronológicos de mudanças paleo-ambientais no continente sul-americano ao longo do Holoceno	84
FIGURA 25: Mapa da bacia do rio Bananal e a estratigrafia dos sítios de amostragem em depósitos fluviais e de leques alúvio-colúviais com datações por radiocarbono	87
FIGURA 26: Mapa geomorfológico dos fundos de vales da bacia do rio Piracema em escala de 1/50.000	90
FIGURA 27: Mapa da bacia do rio Piracema e de suas sub-bacias tributárias em análise	94
FIGURA 28: Perfis transversais esquemáticos dos fundos de vales fluviais e o comportamento do Índice de Sedimentação dos Vales (ISV), sob distintas situações da bacia	97
FIGURA 29: Bloco-diagrama esquemático do regime hidrológico e dos processos erosivos associados no ambiente florestal e de cafezais	120

LISTA DE TABELAS:

TABELA 1: Morfologia dos fundos de vales ao longo dos canais principais da bacia do rio Bananal.	43
TABELA 2: Amplitude da variação morfológica dos fundos de vales ao longo da bacia do rio Piracema.	43
TABELA 3: Relações entre a altura do “knickpoint” (H), a estocagem de sedimentos na bacia suspensa (Ss), a área da bacia suspensa (Au), o gradiente total do canal (Gt), o gradiente do canal à montante do “knickpoint” (Gu) e a razão entre o gradiente da bacia suspensa e o gradiente total da bacia (Gu/Gt).	64
TABELA 4: Condicionantes litológicos e densidade de feições erosivas na produção de taxas diferenciais na estocagem de sedimentos em bacias suspensas, onde: Fconcavidades: Número de concavidades por unidade de área em km ² . Dconcavidades: Comprimento de eixos de concavidades em m, por unidade de área em km ²	65
TABELA 5: Mensurações dos depósitos fluviais correlativos à transição Pleistoceno-Holoceno (relacionado com a área total da bacia).	98
TABELA 6: Mensurações dos depósitos fluviais correlativos à transição Pleistoceno-Holoceno (relacionado com a área ocupada pelas concavidades).	98
TABELA 7: Mensurações dos depósitos fluviais correlativos ao ciclo cafeeiro.	125

*“Só conhecemos uma única ciência, a ciência da História.
A História só pode ser considerada em dois aspectos,
dividindo-a em História da Natureza e História da Humanidade.
Sem dúvida, não há que dividir estes dois aspectos; enquanto
existem homens, a História da Natureza e a História dos homens
condicionam-se reciprocamente”.*
Karl Marx & Friederich Engels

“A idéia de conduzir os negócios da ciência com o auxílio de um método que encerre princípios firmes, imutáveis e incondicionalmente obrigatórios, vê-se diante de considerável dificuldade, quando posta em confronto com os resultados da pesquisa histórica”.

Paul Feyerabend

AGRADECIMENTOS

À prof^a Ana Luiza Coelho Netto, por sua orientação, amizade e pelo estímulo, sempre presente, ao prosseguimento dos estudos acadêmicos.

À minha companheira Luciana Gondim Pinheiro, por todo o seu apoio, carinho e por sua contribuição direta, na revisão desta Tese.

A meus pais, a meu irmão, Bruno, à D. Lina e ao Prof. Durval, pelo estímulo à minha opção de carreira.

Aos amigos Luiz Guilherme do Eirado Silva, Vladimir Mendes Nunes e André Avelar, pelo companheirismo e pelas contribuições trazidas ao longo do encaminhamento desta Tese.

Aos companheiros de campo Luiz Guilherme do Eirado Silva e Marcus Felipe Cambra (Phil), pela ajuda nos trabalhos de campo, amizade e estímulo em proveitosas discussões em campo.

Ao Prof. Nelson Ferreira Fernandes pelas sugestões e troca de idéias durante o Exame de Qualificação.

Aos companheiros do GEOHECO: Evaristo de Castro Jr., Reiner Rosas, André Zaú, Otávio Miguez (Tatão), Marcelo Motta (Mancha), Nina Rosa Ferro, Manoel Fernandes, Carla Semiramis, Ana Valéria Allemão, M^a Fátima Abranches (Fatinha), Ricardo Jansen, Rogério Oliveira e Mônica Ferreira, pelo companheirismo e pela troca de idéias.

Aos desenhistas do IGEO, Almir e Rafael, na confecção e arte-final de diversas figuras incluídas nesta Tese.

Aos motoristas do IGEO, Zinho, Cocada, Cláudio e Lima pela amizade e pelo profissionalismo demonstrado na condução dos trabalhos de campo.

Ao Duia e à Dona Sebastiana pela hospitalidade oferecida durante a execução dos trabalhos de campo.

1) INTRODUÇÃO:

Diversos estudos têm documentado expressivas transformações na paisagem geomorfológica em escala global no Quaternário Superior, produzidas por uma diversificada interação de fatores, dentre os quais podem-se destacar as mudanças climáticas, os movimentos neo-tectônicos e a intervenção antropogênica no ambiente (Goudie, 1983; Gregory & Walling, 1987), dentre outros. A atuação mais ou menos significativa de um ou outro fator varia tanto espacial quanto temporalmente, de acordo com as características de cada ambiente e a magnitude e duração dos fatores atuantes.

A reconstituição dos eventos erosivo-deposicionais durante o período geológico recente no Planalto Sudeste Brasileiro vem sendo, há muito, discutida (Tricart, 1959; Bigarella *et al.*, 1965; Bigarella & Mousinho, 1965), todavia este tema, atualmente, ainda é objeto de controvérsia. Desta forma, busca-se examinar as diversas hipóteses encontradas na literatura, de evolução cronológica dos processos geomorfológicos, colocando em análise os diversos argumentos.

É de conhecimento da literatura que a evolução geomorfológica da paisagem ocorre por sucessivos ciclos alternados de agradação e degradação do relevo. Estes ciclos alternados foram bastante documentados, tanto em depósitos fluviais localizados em domínio de fundos de vales (Leopold *et al.*, 1964; Schumm, 1973; Leopold & Bull, 1979), quanto em depósitos coluviais, localizados em domínio de encostas (Frye & Willman, 1962; Meis & Monteiro, 1979).

A partir da análise de modelos de sistemas fluviais, Schumm (1973); Begin *et al.* (1981); Gardner (1983), dentre outros, sugerem que uma alteração das condições de equilíbrio, já postuladas por Davis (1902) e Mackin (1948), seja por tectônica ou por mudanças climáticas, acionaria processos de agradação e degradação que se propagariam por toda a bacia fluvial, como um mecanismo de reestabelecimento do equilíbrio. Neste contexto, Schumm introduz o conceito de "threshold", ou limite crítico, ressaltando que determinado evento produz transformações no sistema fluvial a partir do instante em que atinge uma magnitude crítica capaz de romper com a resistência ("strength") imposta pelo ambiente.

Leopold *et al.* (1964) e Leopold & Bull (1979), calcados em estudos de campo, questionam o alcance da “vaga erosiva ou deposicional” a partir de um impacto produzido numa seção da bacia, que tenha alterado o nível de base. Para estes autores, mudanças do nível de base exercem apenas uma influência local na bacia fluvial, sendo estendida a curtas distâncias em direção à montante. Recentemente, Schumm (1992) revê posições e considera que, salvo condições extremas, mudanças de níveis de base não são refletidas para toda a bacia fluvial.

Contudo, desde os estudos clássicos de Davis, Penck e King, conceituados geomorfólogos, o conceito de evolução cíclica das formas de relevo norteia as principais teorias a respeito da evolução do modelado do relevo. Através de suas formulações teórico-conceituais, estes autores conferiram à Geomorfologia uma leitura não apenas descritiva, mas genética das formas de relevo, que domina atualmente a produção científica neste campo do conhecimento.

O primeiro autor que descreveu sistematicamente o modelado do relevo como um produto de diversos ciclos de maior atividade denudacional foi Davis (1899). No seu trabalho, Davis hipotetiza o “Ciclo Geográfico”, detonado inicialmente por um soerguimento tectônico de uma massa continental e, conseqüentemente, pelo rebaixamento do nível de base resultando, assim, num gradiente capaz de gerar os processos erosivos que, em última análise, irão dissecar o bloco soerguido. Desta forma, Davis idealiza três fases do desenvolvimento do modelado do relevo (juventude, maturidade e senilidade), que conduziriam a um produto final: o peneplano.

A partir do que considerou como ciclo normal de erosão, Davis desenvolveu ciclos geográficos em climas áridos e glaciais que inspirou, posteriormente, os principais autores da Geomorfologia Climática.

Esta teoria dominou o cenário geomorfológico até a década de 40, mas na década de 50, com a divulgação do trabalho (em língua inglesa) de Penck e com o espraiamento da “Revolução Quantitativa” no campo das ciências, o modelo davisiano começou a ser criticado, a despeito do fato de este ter reconhecido que o “uplift” não é, necessariamente, abrupto, mas contínuo ao longo do tempo geológico e que, dificilmente, uma região atinge um estágio de total peneplanização, devido a interrupções (“uplifts”) do ciclo geográfico.

Penck (1953), apesar de sua abordagem funcional, resgatando algumas idéias legadas por Gilbert (1877), também possui uma leitura cíclica da evolução da paisagem, assim como Davis. Penck associa a geometria das formas da encosta com a velocidade de rebaixamento do nível de base. Num evento de rápida incisão do canal, ou soerguimento tectônico, predominam as formas convexas nas vertentes. Caso este evento seja substituído por um período de relativa estabilidade morfodinâmica, ou seja, fixação do nível de base, predominam as formas côncavas nas vertentes. Segundo o autor, a mudança na velocidade de rebaixamento do nível de base é marcado nas vertentes por rupturas de gradiente (“gradient breaks”), podendo ser convexas ou côncavas, conforme o sentido da mudança.

Outra contribuição de grande importância de Penck é o conceito de recuo paralelo das vertentes (“parallel slope retreat”) que, contrariamente a Davis, que valoriza a dissecação vertical (“downwearing”) na esculturação da paisagem, ressalta a dissecação lateral (“backwearing”). Não obstante, os dois autores revelam também os outros mecanismos de degradação do relevo. A partir do recuo paralelo das vertentes, fica gravado na paisagem uma superfície residual com menor gradiente, denominada de “basal slope”, que conceitualmente tem o mesmo significado do pedimento, posteriormente consagrado por King.

Após a análise da contribuição de Penck, pode-se concluir que este formulou as idéias básicas da teoria de evolução do relevo por meio de superfícies de erosão, ou pediplanos, e de pedimentos. Esta teoria foi sistematizada por King (1953), que a partir de observações da morfologia do relevo em diversas regiões, inclusive no Brasil (King, 1956), criou também um modelo cíclico de evolução do relevo, no qual a paisagem está escalonada em diversos patamares, ou superfícies de erosão, que se constituem, em última análise, de sucessivas fases de soerguimentos tectônicos, posteriormente retrabalhados pelo recuo paralelo das encostas resultando, assim, em superfícies de aplainamento em diversos níveis altimétricos.

Em contraposição às teorias de evolução cíclica do modelado do relevo, principalmente em relação à teoria da pediplanação elaborada por King, surge no cenário geomorfológico a proposta de Hack (1960) que, com base no resgate das idéias de Gilbert (1877, 1909), sugere que o modelado do relevo esteja condicionado por um Equilíbrio Dinâmico entre materiais e processos, no qual a resultante traduz-se pela manutenção da forma. Este Equilíbrio Dinâmico

é mantido desde que o “input” de energia no sistema (na paisagem) mantenha-se constante, ou seja, mantenha-se o equilíbrio entre processos endógenos e exógenos. Desta forma, Hack discorda dos autores mencionados anteriormente, que afirmam que uma massa rochosa sofrerá um contínuo processo de denudação, por incisão dos vales e destruição de divisores em direção a um peneplano, ou por recuo paralelo das vertentes em direção a um pediplano. Segundo Hack, os agentes de denudação rebaixam uma superfície com a mesma taxa, preservando as formas existentes.

Nos anos 50 e 60, desenvolveu-se na Geomorfologia a Escola Climática liderada, na Alemanha, por Būdel e, na França, por Peltier e Tricart. Destaca-se no trabalho de Būdel (1973) o seu enfoque climático para a explicação da gênese das superfícies de erosão, discordando da explicação meramente tectônica proposta por King. Destaca-se também o estudo de Frye & Willman (1962), que consiste basicamente numa importante contribuição metodológica para decifrar a ciclicidade dos eventos erosivo-deposicionais, com base na análise morfo-estratigráfica, que procura associar formas e depósitos como chave para determinar a evolução do modelado do relevo. Este debate terá, posteriormente, marcante influência no desenvolvimento da Geomorfologia Brasileira, principalmente a partir da década de 60.

Entretanto, estudos recentes, buscando compreender de forma funcional a evolução do relevo, têm ressaltado, cada vez mais, o caráter não uniforme no espaço e no tempo dos processos geomorfológicos (Meis & Monteiro, 1979; Meis & Moura, 1984; Coelho Netto *et al.*, 1994; Coelho Netto *et al.*, inédito) relativizando, desta maneira, a importância historicamente conferida a um dos conceitos-chave na evolução do pensamento geomorfológico, o qual subsidiou inegáveis avanços neste campo do conhecimento: o conceito de ciclicidade. Todavia, este conceito, assim como todo o recurso teórico, possui limitações e necessita ser utilizado com cautela, principalmente à medida em que o estudo e a escala dos fenômenos começam a ser abordados de forma mais acurada. Sendo assim, um conceito que tem sido cada vez mais utilizado na discussão sobre a evolução da paisagem geomorfológica é o conceito de episodicidade.

Com o objetivo de analisar as causas dos processos de agradação e degradação do relevo no médio vale do rio Paraíba do Sul, Coelho Netto & Dietrich (1991), Coelho Netto *et al.* (1994) e Coelho Netto *et al.*, (inédito), baseados em levantamentos estratigráficos e datações por radiocarbono, tanto no domínio das encostas, quanto no domínio fluvial, identificaram dois períodos erosivo-deposicionais durante o Holoceno: o primeiro, registrado há aproximadamente entre 10.000-8.000 anos, está associado a um evento de extrema instabilidade morfodinâmica, o qual culminou na destruição e na coalescência de divisores. Toda essa dinâmica erosiva promoveu a agradação dos fundos de vales, com a geração do atual nível de terraço fluvial e dos leques alúvio-colúvies. Estes depósitos, associados a estas formas, foram provenientes da dinâmica hidrológica e erosiva das vertentes, hipoteticamente correlacionados a um período de transição climática ocorrido no limite Pleistoceno-Holoceno. Este período transitório teria sido marcado por um aquecimento pós-glacial catalizando, desta maneira, um expressivo aumento de pluviosidade, aliado a uma condição de vegetação rarefeita e pouco desenvolvida. Tais condições bio-climáticas teriam facilitado os mecanismos de erosão por fluxos subsuperficial e superficial que, num reduzido intervalo de tempo, teriam reafeiçoado o modelado do relevo em escala regional. Com a instalação da floresta tropical úmida, os processos erosivos seriam reduzidos drasticamente e o Médio Vale do rio Paraíba do Sul conheceria, então, um período de relativa estabilidade ambiental ao longo de todo o Holoceno, cuja interrupção volta a ocorrer devido a um segundo evento, que se configura apenas nos últimos 200 anos, em consequência da intervenção antropogênica do ambiente, gerando as atuais planícies de inundação.

Este estudo, que se articula num encadeamento de trabalhos antecedentes, cujos conteúdos se esclarecerão no decorrer do item 3.2 - GEOMORFOLOGIA - , promove um avanço adicional na compreensão da evolução da paisagem geomorfológica e discute um tema de crescente interesse junto à opinião pública e no meio científico : as transformações ambientais. Partindo desta motivação, procura-se produzir uma metodologia capaz de quantificar a magnitude de determinada transformação ambiental por seu rastro impresso na paisagem.

Sendo assim, **ressalto** que esta pesquisa, que se constitui de um importante subsídio para a interpretação da evolução da paisagem geomorfológica num trecho do Médio Vale do rio Paraíba do Sul, **insere-se** num projeto de cooperação bilateral CNPq/NSF, realizado pelos profs. Ana Coelho Netto e William Dietrich.

1.1) OBJETIVOS DA TESE:

Em síntese, o objetivo geral da Tese consiste em fornecer subsídios para uma melhor compreensão e para uma modelagem teórico-conceitual da evolução do relevo no Planalto Sudeste Brasileiro, enfatizando a estocagem de sedimentos fluviais no espaço e no tempo.

Este objetivo geral envolve duas questões principais, a serem respondidas pela Tese:

- Definição do padrão espacial da estocagem de sedimentos fluviais, produzidos no Quaternário Superior, ao longo dos fundos de vales das bacias estudadas.
- Definição da magnitude dos diferentes eventos erosivo-deposicionais por intermédio do cálculo de taxas de Sedimentação e de Rebaixamento do Relevo.

Estas questões apoiam-se, portanto, nos seguintes procedimentos gerais:

- Caracterizar a morfologia dos fundos de vales nas bacias em análise, com foco sobre os possíveis controles lito-estruturais frente à estocagem de sedimentos.
- Mapear os diferentes níveis de agradação fluviais ao longo dos fundos de vales das bacias em análise, cada um deles representando um evento erosivo-deposicional distinto.
- Discutir, com base em documentos históricos e/ou literatura específica, sobre as condições paleo-ambientais geradoras dos diferentes ciclos erosivo-deposicionais.
- Quantificar a estocagem de sedimentos nos ciclos existentes, por meio de volumetria de depósitos e cálculo de taxas de Sedimentação e de Rebaixamento do Relevo.

2) O ESTADO DA ARTE NO PLANALTO SUDESTE BRASILEIRO:

O Médio Vale do rio Paraíba do Sul está inserido no Planalto Sudeste Brasileiro, num domínio geomorfológico caracterizado por colinas convexo-côncavas, possuindo, freqüentemente, um alinhamento estrutural, fato este já destacado por pioneiros da Geomorfologia Brasileira, como Martonne (1943) e Ruellan (1952). Estes autores descreveram o relevo regional a partir de termos como "zona de mar de morros" ou de "colinas em meias-laranja".

Diversos autores associam o Platô da Bocaina e o domínio de colinas do Vale do Paraíba do Sul a diferentes superfícies de erosão, produzidas por soerguimento tectônico (King, 1956) e/ou mudanças climáticas para o regime hídrico semi-árido (Bigarella *et al.*, 1965). Segundo estes autores, estas superfícies de erosão seriam produzidas em distintos patamares altimétricos, por ciclos de pediplanação e pedimentação, que produzem o aplainamento generalizado -- interrompido por períodos de rebaixamento do nível de base regional -- da paisagem, em consequência do recuo das vertentes. Tais processos de recuo das vertentes e de pediplanação foram originalmente introduzidos na literatura geomorfológica em 1924 por Walter Penck, através do conceito de "Basal Slope".

A Escola Climática Francesa também teve influência marcante na evolução teórico-conceitual da Geomorfologia Brasileira, principalmente nos anos 50 e 60. Tricart (1959) sugeriu a divisão do Brasil Oriental em diversas zonas morfoclimáticas, tomando como pressuposto o argumento de que as atuais regiões úmidas do Sudeste Brasileiro e as atuais regiões semi-áridas do Nordeste Brasileiro sofreram importantes variações climáticas durante o Quaternário. Estas variações climáticas impuseram uma alternância de diferentes processos morfogenéticos na evolução do modelado do relevo, que estão documentados, tanto na morfologia das feições erosivas, quanto no registro estratigráfico das formações sedimentares em diversas regiões do Brasil.

Bigarella *et al.* (1965), utilizaram alguns conceitos propostos pelo modelo de evolução do relevo, articulado por King e pela Escola Climática Francesa liderada por Tricart e, assim,

produziram um modelo alternativo de evolução do relevo para o Planalto Sul e Sudeste Brasileiro, com base na análise morfo-estratigráfica proposta por Frye & Willman (1962):

"Na transição para um clima mais seco, verifica-se um aumento na velocidade de remoção do manto de alteração das encostas, principalmente por escoamento superficial e pelos movimentos de massa. Isto foi responsável por uma aceleração da evolução das vertentes. O manto alterado pode ter sido em parte evacuado através do nível de base local, e em parte pode ter entulhado o fundo de vale promovendo sua agradação, resultando assim numa obstrução parcial dos pontos de estrangulamentos da drenagem. Dessa forma, o nível de base local tende a elevar-se. Na transição para um clima úmido, verifica-se o retorno de uma densa cobertura vegetal, cessando os processos de erosão nas vertentes e promovendo a pedogênese e a reprodução de um novo manto de alteração. Neste período ocorre a incisão vertical da drenagem e o rebaixamento do nível de base".

O padrão morfológico dos fundos de vales no Planalto Sudeste Brasileiro caracteriza-se, em larga escala, pela ocorrência de três tipos de depósitos sedimentares predominantes: os leques alúvio-colúviais, um ou mais níveis de terraços fluviais e a planície de inundação, conforme documentado para o Médio Vale do rio Doce (Meis & Machado, 1978) e para a bacia do rio Bananal (Dantas & Coelho Netto, 1991).

As planícies de inundação consistem, do ponto de vista hidrológico (Leopold *et al.*, 1964), em superfícies sub-horizontais com sua gênese associada ao transbordamento sazonal dos rios que depositam, sistematicamente, partículas em suspensão, ou associada à deposição lateral em pontas de barra por canais de padrão meândrico, devido ao processo de migração lateral dos canais ao longo dos fundos de vales.

Os terraços fluviais representam paleo-planícies de inundação (Leopold *et al.*, 1964), ou seja, depósitos fluviais hidrologicamente inativos, devido à incisão e ao rebaixamento do nível de base local. Tais depósitos consistem em níveis sub-horizontais dissecados nos espessos pacotes sedimentares, com estruturas plano-paralelas e entrecruzadas, típicas de depósitos arenosos de canal e marcadas por estratos sílticos argilosos, laminados ou maciços, típicos de depósitos de dique marginal e planície de inundação.

Os leques alúvio-colúviais, provenientes da dinâmica hidro-erosiva das encostas, caracterizam-se por superfícies suavemente inclinadas que convergem dos eixos de pequenas bacias tributárias para os canais-tronco, onde interdigitam-se ou superpõem-se aos depósitos fluviais que preenchem os fundos de vales principais, por meio de dois ou mais níveis de acumulação de sedimentos fluviais (Bigarella & Mousinho, 1965; Meis & Machado, 1978; Moura, 1990; Dantas, 1992).

Os leques alúvio-colúviais foram analisados como feições típicas do domínio morfoclimático do "mar de morros" (Bigarella & Mousinho, 1965), sendo denominados "rampa de colúvio". Segundo os autores, a freqüente coalescência dessas feições deposicionais nos fundos de vales resultam no afogamento da topografia.

Posteriormente, Meis estendeu ao termo "rampa", as formas côncavas ajustadas à rampa de colúvio, por onde produzem-se as taxas mais aceleradas de recuo das vertentes. Desta forma, as rampas possuem uma porção superior, erosiva e uma porção inferior, deposicional (Meis, 1977). Meis & Monteiro (1979) definem o "complexo de rampas" por sucessivos reafeiçoamentos das rampas ao longo do tempo, produzindo truncamentos e inversões estratigráficas nos pacotes colúviais. Estes processos de reafeiçoamento das rampas podem acarretar, inclusive, nas coalescências de rampas e destruição de divisores. Estes mecanismos de inversão do relevo ocorrem de forma generalizada ao longo do Planalto Sudeste Brasileiro, conforme demonstram estudos posteriores (Coelho Netto & Fernandes, 1990; Moura & Mello, 1991).

Meis & Moura (1984) descreveram os leques da região em estudo, como "alúvio-colúvios", visto que sua gênese deriva tanto de processos de transporte por água corrente, quanto de transporte por fluxos mais densos.

Descrições detalhadas sobre a estratigrafia dos depósitos sedimentares que preenchem os fundos de vales na região de Bananal são encontradas em Moura (1990) e Moura & Mello (1991). Estes autores atribuem à seqüência de depósitos fluviais e de encosta identificados na região, uma alternância de períodos erosivo-deposicionais com períodos de estabilidade morfodinâmica, onde imperam os processos pedogenéticos, visto que a maioria dos colúvios identificados possuem paleossolos incipientes.

Desta forma, os dois colúvios basais, denominados Aloformação Santa Vitória e Rio do Bananal são de idade pleistocênica. No topo da Aloformação Rio do Bananal jaz o único paleossolo bastante desenvolvido encontrado na região, datado de aproximadamente 9.500 anos A.P. As aloformações sobrejacentes (Cotiara, Manso e Piracema), segundo os autores, depositaram-se gradualmente durante o Holoceno, intercaladas por períodos de pedogênese incipiente. A aloformação Manso obteve destaque por ter sido considerada resultante de um período de grande instabilidade ambiental durante o Holoceno, que promoveu o entulhamento dos fundos de vales por espessos depósitos fluviais (fácies Campinho), interdigitados com depósitos alúvio-coluviais (fácies Quebra-Canto) que, por sua vez, estão interdigitados com depósitos coluviais (fácies Fazendinha).

Por fim, os depósitos da Aloformação Carrapato foram correlacionados com a intervenção antropogênica no ambiente.

3) O ATUAL CENÁRIO AMBIENTAL DA ÁREA DE ESTUDO

Partindo de uma concepção dialética da realidade, o estudo de um determinado ambiente deve ser encarado como um produto histórico de processos naturais e antropogênicos, constituídos por uma complexa malha de interações entre fatores abióticos, bióticos e sócio-políticos. Desta forma, considerando que um determinado ambiente constitui-se num sistema dinâmico em constante interação e mutação, movido pelo "motor" dos processos naturais e impulsionado pela crescente interferência antropogênica, principalmente a partir da Revolução Industrial, é de fundamental importância incorporar ao estudo ambiental uma dimensão temporal, o que será feito no item 5.5 desta Tese.

Com base nesse postulado filosófico-epistemológico, busca-se executar uma análise integrada de aspectos geológicos, geomorfológicos, bióticos, pedológicos e climáticos da área de estudo e do impacto da intervenção antropogênica sobre esses elementos.

Os estudos vêm sendo conduzidos na região do Médio Vale do rio Paraíba do Sul, tendo como área-laboratório a bacia do rio do Bananal e áreas adjacentes, nos municípios de Arapeí (SP), Bananal (SP) e Barra Mansa (RJ). Esta bacia drena um segmento do reverso da Serra do Mar, entre a vertente norte da Serra da Bocaina e a calha do rio Paraíba do Sul. Uma atenção especial é dada à bacia do rio Piracema na mensuração da magnitude das transformações ambientais, anteriormente discriminadas, devido a uma melhor preservação dos depósitos fluviais que, em última análise, representam os "rastros" mais recentes impressos na paisagem dos eventos que reafeçoaram a paisagem geomorfológica em escala regional (FIGURA 1).

3.1) GEOLOGIA

A bacia do rio Bananal está situada em terreno metamórfico de alto grau, de idade precambriana, associado ao Domínio/Compartimento Tectônico Superior do Segmento Central da Faixa de Dobramento Ribeira (Heilbron, 1993 e 1995). Este domínio tectônico é

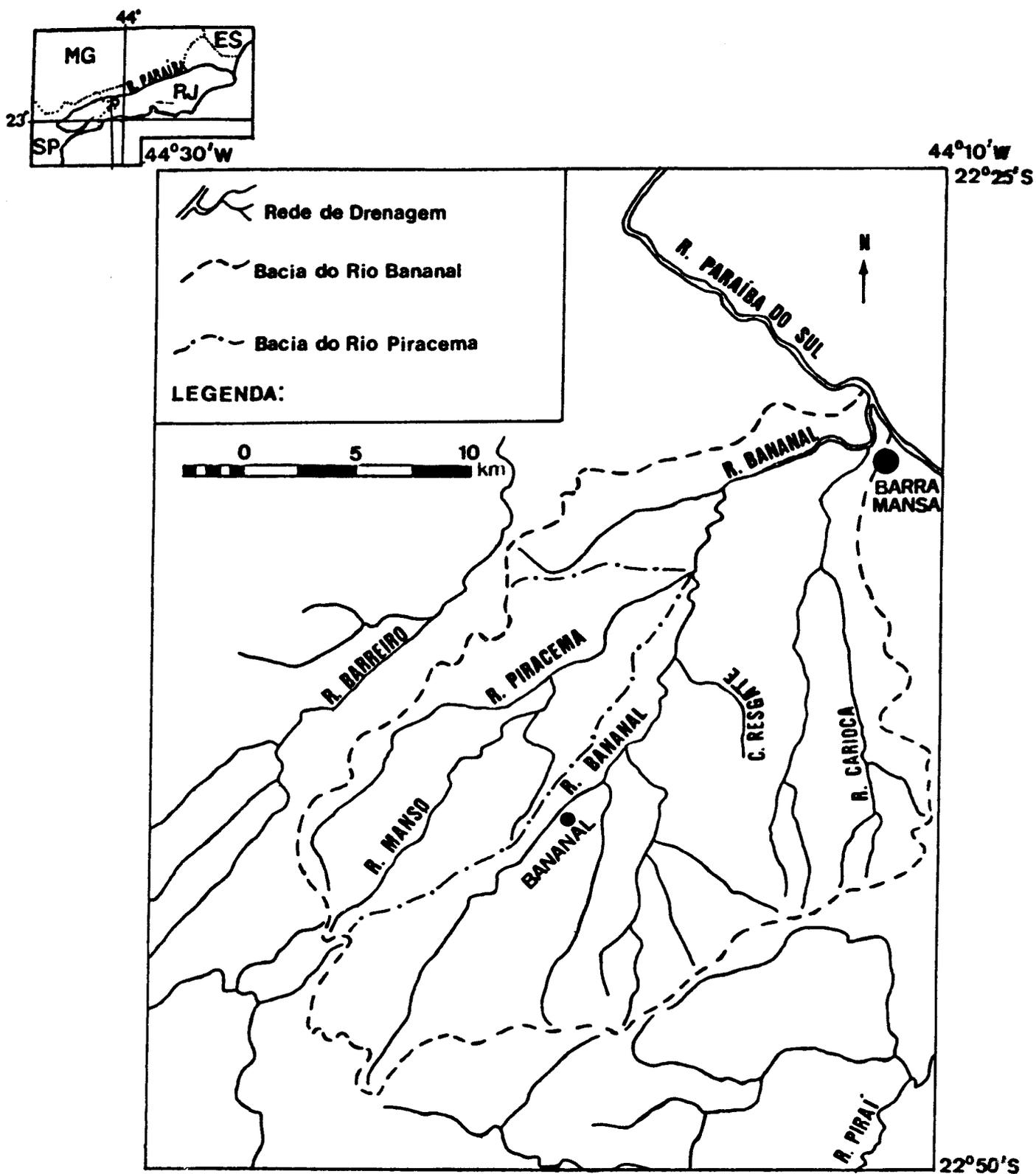


FIGURA 1: Localização das bacias dos rios do Bananal e Piracema.

composto, principalmente, por uma seqüência de rochas metassedimentares, denominadas Grupo Paraíba do Sul, por ortognaisses e por diversos corpos de rochas granitóides intrusivas sin-tectônicas e pós-tectônicas (Almeida *et al.*, 1993).

Este conjunto litológico sofreu, pelo menos, três fases de deformação dúctil (D1, D2 e D3) durante o Proterozóico Superior, associadas ao Ciclo Brasileiro (Heilbron, 1993). (FIGURA 2).

A etapa de deformação principal (Fases D1 + D2) foi responsável pela estruturação tectônica geral, na qual a foliação principal (S1 + S2) está disposta segundo a direção NE-SW. O auge metamórfico, que atingiu a fácies Anfibolito Superior, se deu concomitante a esta etapa tectônica principal deste segmento da Faixa Ribeira. Com relação à fase de deformação D3, pós auge metamórfico, Heilbron *et al.* (1991) identificaram na região em estudo, diversas zonas de cisalhamento sub-verticais e uma importante feição estrutural denominada Megassinforma do Paraíba do Sul que dobrou a compartimentação tectônica principal (pré-D3).

Com base no mapeamento geológico-estrutural em escala de 1/50.000 (Almeida *et al.* 1991, 1993; Eirado Silva, *em prep.*), pode-se ressaltar na bacia do rio do Bananal a ocorrência de três unidades metassedimentares associadas ao Grupo Paraíba do Sul, quatro tipos de rochas granitóides sin-tectônicas (sin-D2) e leucogranitos pós-tectônicos (pós-D2 e sin-D3), que estão dispostos segundo a direção NE-SW. (FIGURA 3). Além destas unidades litológicas, ocorrem ortognaisses de posicionamento ainda duvidosos. As unidades metassedimentares estão descritas a seguir, a partir da unidade estruturalmente inferior:

1) Unidade Três Barras: Biotita Gnaiss Bandado, com lentes de rochas calciossilicáticas e xistos pelíticos.

2) Unidade São João: (Sillimanita)-Granada-Muscovita-Biotita Gnaiss, com níveis de gondito, rochas calciossilicáticas, xistos pelíticos e, subordinadamente, mármore.

3) Unidade Beleza: Biotita Gnaiss Bandado com inúmeras intercalações de xistos pelíticos e rochas calciossilicáticas e, subordinadamente, gondito, mármore e quartzito.

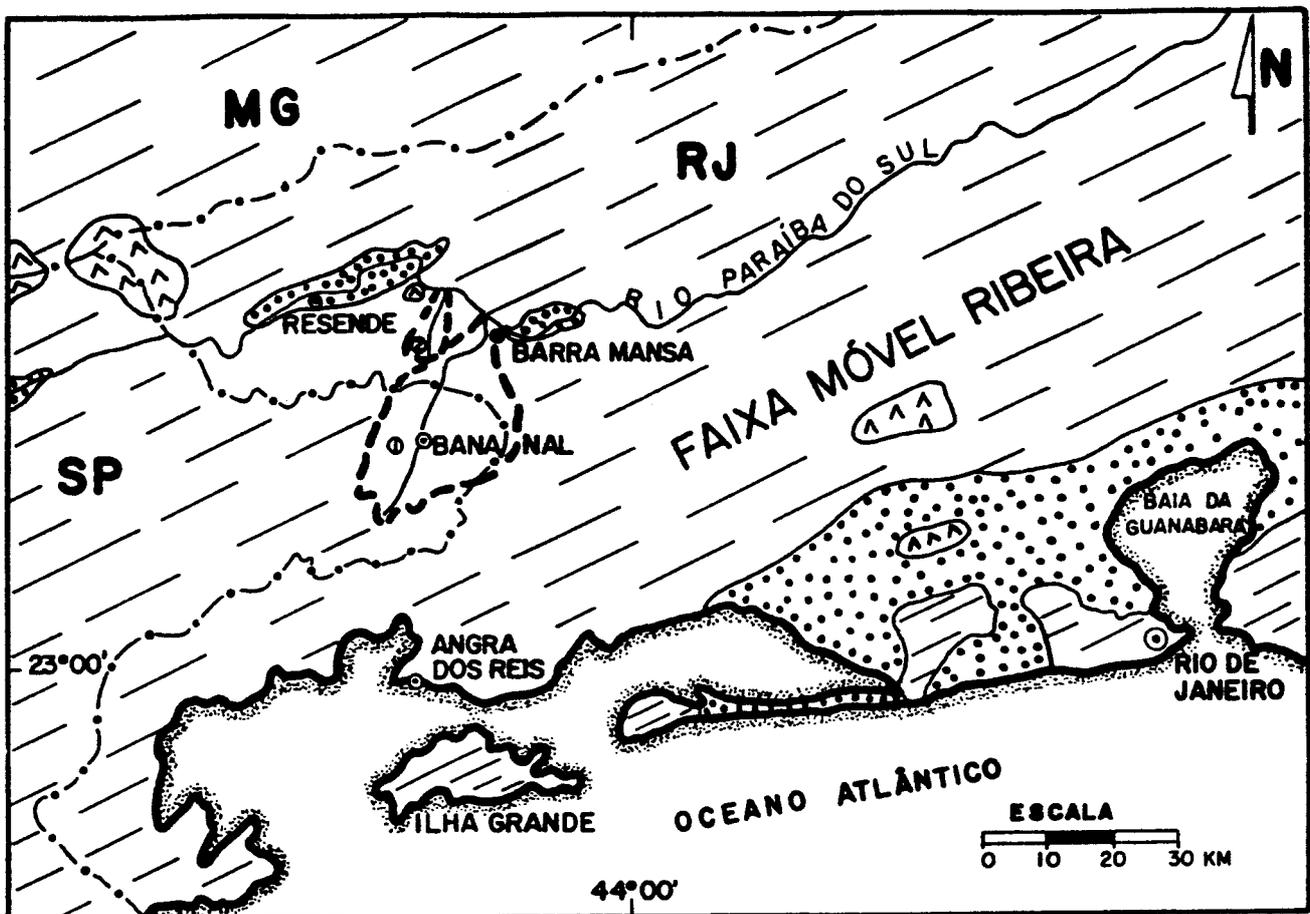


FIGURA 1: Posicionamento Geográfico e Geológico da Área de Estudo.

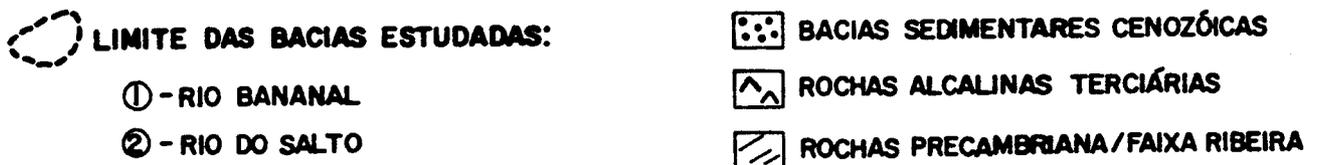


FIGURA 2: Posicionamento Geográfico e Geológico da Área de Estudo: (In: Dantas *et al.*, 1995).

MAPA GEOLÓGICO DA BACIA DO RIO BANANAL (SP/RJ)

PRECAMBRIANO

Rochas Granitóides Pós-Tectônicas

LEUCOGRANITOS

Rochas Granitóides Sin-Tectônicas (D2)

CAMPINHO

SERRA DA CARIOCA

RESGATE

RIO TURVO

Sequência Metassedimentar

Grupo Paraíba do Sul

UN. BELEZA

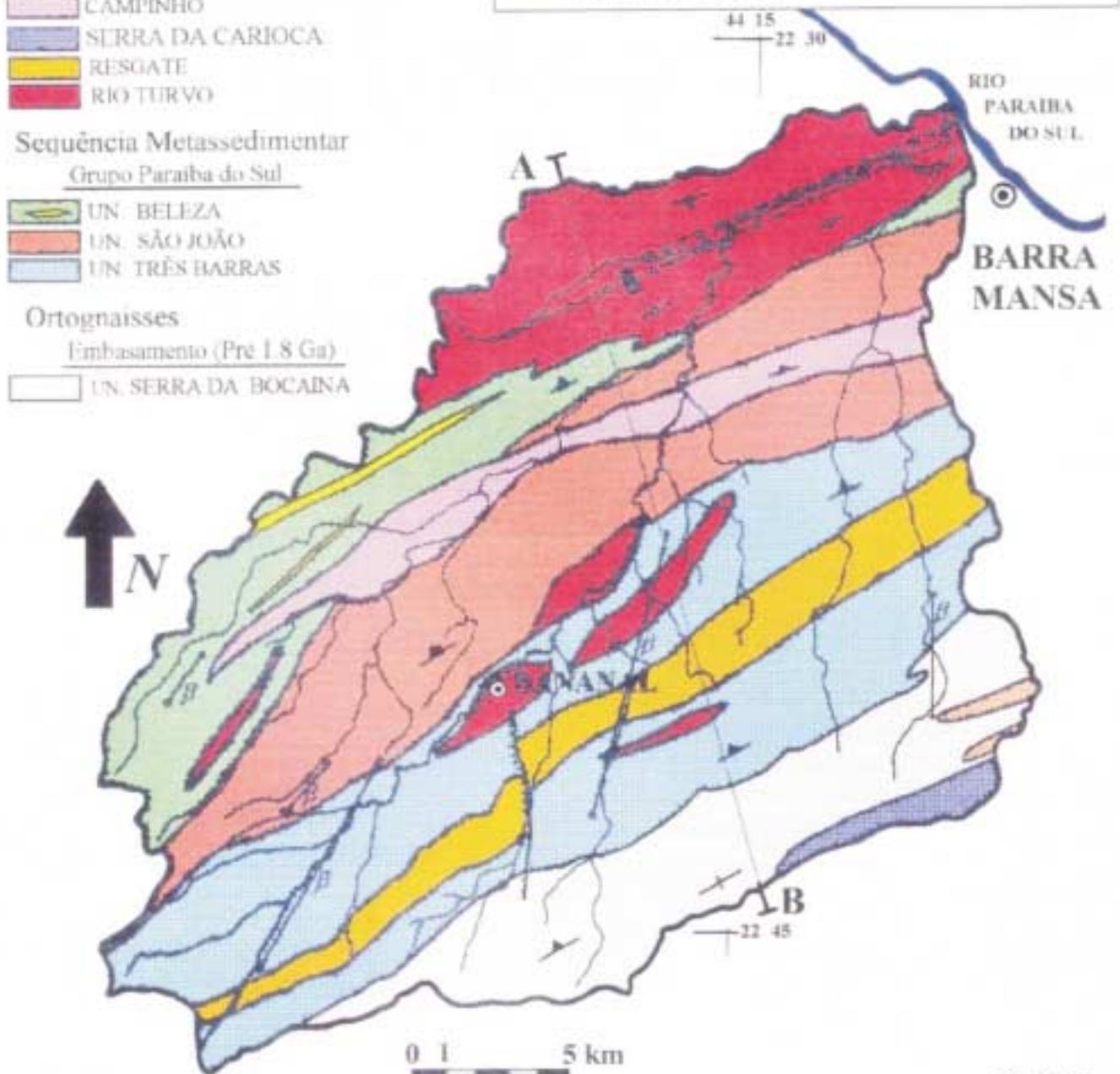
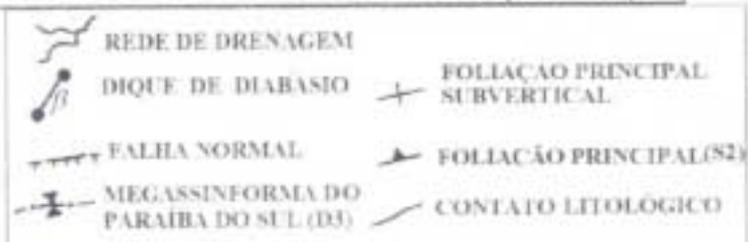
UN. SÃO JOÃO

UN. TRÊS BARRAS

Ortognaisses

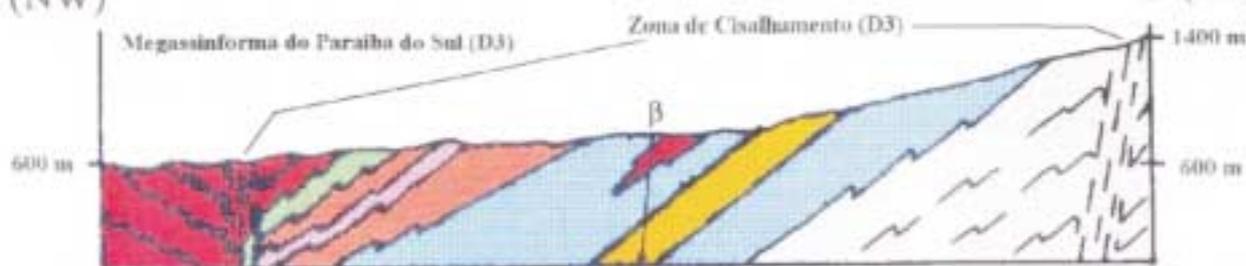
Embasmamento (Pré 1.8 Ga)

UN. SERRA DA BOCAINA



A (NW)

B (SE)



Fonte: Almeida et al., 1991,1993; Eirado Silva et al.,1993; Eirado Silva, em prep.

FIGURA 3: Mapa geológico das bacias dos rios do Bananal e do Salto, no Médio Vale do rio Paraíba do Sul. (In: Eirado Silva, *em prep.*).

As rochas granitóides sin-tectônicas, de origem orto e para-derivadas, foram subdividas em quatro tipos principais:

- 1) Granitóide Rio Turvo: (Granada)-Biotita Gnaiss Porfiróide. (para-derivado).
- 2) Granitóide Resgate: (Turmalina)-Biotita-Muscovista-Quartzo Xisto/Gnaiss. (para-derivado).
- 3) Granitóide Campinho: Biotita-Hornblenda Gnaiss. (orto-derivado).
- 4) Suíte Granitóide Taquaral: Hornblenda-Biotita Gnaiss Granodiorítico e Leucogranitos. (orto-derivado).

Os ortognaisses, ricos em Hornblenda e Biotita, que afloram na porção sul da bacia do rio Bananal, foram denominados por Almeida et al. (1993) Unidade Serra da Bocaina. Estes autores sugeriram que este conjunto litológico seria constituído por granitóides sin-tectônicos intrusivos nos metassedimentos do Grupo Paraíba do Sul. Porém, Heilbron (1995), a partir de dados geocronológicos inéditos, sugeriu que estes ortognaisses, os quais denominou Suíte Quirino-Dorândia, representariam o provável embasamento de idade Arqueana/Transamazônica do Grupo Paraíba do Sul.

Posteriormente, este terreno Precambriano foi afetado por tectonismo extensional e magmatismo durante o Mesozóico-Cenozóico. Este evento, iniciado pela fragmentação do super-contidente Gondwana e pela abertura do Oceano Atlântico produziu, na área estudada, falhamentos normais e transcorrentes subverticais resultando, posteriormente, no soerguimento da Serra do Mar e da Mantiqueira e na abertura de bacias sedimentares do tipo "rifts" intracontinentais, tais como as bacias de Resende, Taubaté e Volta Redonda (Asmus & Ferrari, 1978; Melo *et al.*, 1985; Valeriano & Heilbron, 1993). O magmatismo é caracterizado por diques de diabásio e intrusões de diques, "sills" e "plugs" de rochas alcalinas, que ocorrem também como corpos maiores, tais como Morro Redondo e o Maciço de Itatiaia. Ainda associado a esta tectônica rúptil extensional, ocorre um intenso fraturamento vertical na área da bacia do rio Bananal, que pode ser dividido em dois "sets" principais (Eirado Silva *et al.*, 1993):

1) Fraturas de direção NE-SW, ou seja, paralelas ao “strike” da foliação/bandamento da rochas precambrianas.

2) Fraturas de direção NW-SE, ou seja, ortogonais ao primeiro conjunto.

3.2) GEOMORFOLOGIA

Fernandes (1990), aplicando a metodologia de compartimentação topográfica introduzida por Meis *et al.* (1982), enquadra a bacia do rio do Bananal, em sua grande parte, em compartimentos topográficos inferiores a 200 metros, excetuando-se a vertente norte da Serra da Bocaina, onde os compartimentos atingem amplitudes superiores a 700 metros. A área de estudo pode ser dividida, conforme critérios fisiográficos, num compartimento colinoso e num compartimento montanhoso.

Dantas *et al.* (1994), aplicaram a mesma metodologia na bacia do rio do Bananal (FIGURA 4), utilizando cartas topográficas de maior detalhe (1/25.000). Com este procedimento, foi possível detectar compartimentos topográficos extremamente deprimidos, com amplitudes de relevo inferiores a 120m, em algumas bacias suspensas aos níveis de base locais com maior desnivelamento na área em estudo. No ambiente de colinas pode ocorrer compartimentos com amplitudes de relevo superiores a 200m, produzidos por litotipos supostamente mais resistentes ao intemperismo, como as Unidades Campinho e Resgate, ou por evidências de falhamentos, como ao longo do Córrego do Cafundó e Baixo rio do Bananal.

Embora a transição entre o compartimento colinoso do Vale do Paraíba do Sul (amplitudes de relevo inferiores a 200m) e o compartimento montanhoso da escarpa norte da Serra da Bocaina (amplitudes de relevo superiores a 700m) seja localmente abrupta, como junto aos rios da Bocaina e Carioca ou junto ao rio Doce, geralmente é gradual caracterizando, assim, um compartimento pré-montanhoso, com amplitudes de relevo variando entre 400m e 700m, ocorrendo ao longo de todo o setor central da bacia do rio do Bananal.

Galgando a escarpa, já no platô da Bocaina, a 1.400-1.500 metros de altitude, a paisagem reproduz uma sucessão de colinas convexo-côncavas com baixa amplitude de relevo,

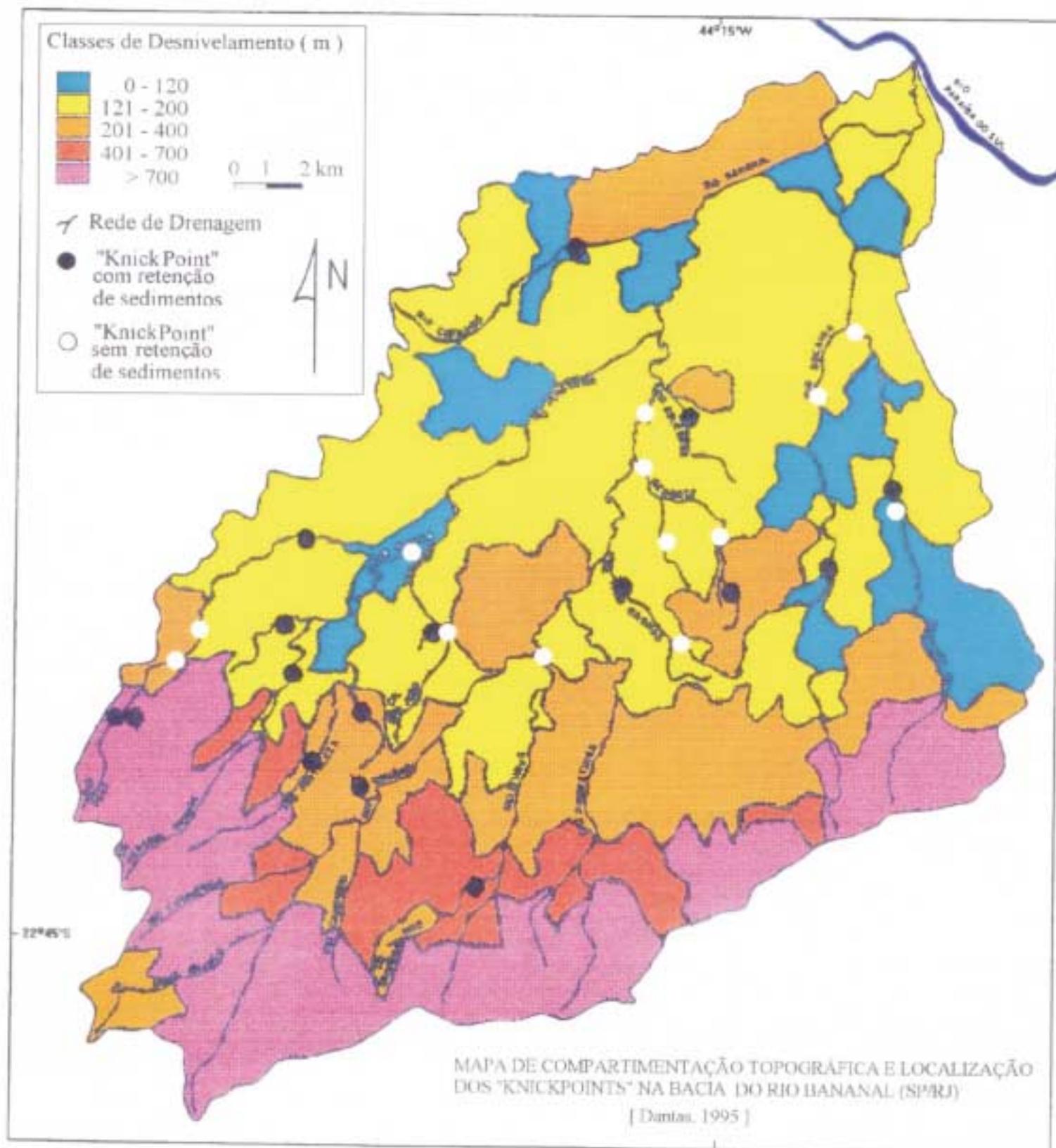


FIGURA 4: Mapa de Compartimentação Topográfica e de localização de níveis de base locais ("knickpoints") na bacia do rio do Bananal.

semelhante à paisagem da zona de colinas do Vale do Paraíba a 400-500 metros de altitude, conforme visto na figura 4 em um trecho onde evidencia-se este platô localizado nas cabeceiras do Córrego da Água Branca.

Trabalhos anteriores, conduzidos no médio vale do rio Paraíba do Sul pelo Laboratório de Geo-Hidroecologia (GEOHECO), calcados numa leitura em base física da paisagem geomorfológica, demonstram o papel relevante exercido pelos controles lito-estruturais, tanto na produção e desenvolvimento de formas geométricas do relevo em escala pontual (Coelho Netto *et al.*, 1988; Avelar & Coelho Netto, 1994; Cambra, 1995), quanto no desenvolvimento do modelado do relevo em escala regional (Coelho Netto & Fernandes, 1990; Almeida *et al.*, 1991; Dantas & Coelho Netto, 1991; Coelho Netto *et al.*, inédito).

Coelho Netto *et al.* (1988) concluíram que as direções predominantes de evolução à remontante de feições de erosão linear acelerada ("voçorocas"), seguem preferencialmente os "sets" de fraturamento do substrato rochoso em bacias de drenagem com elevado índice de densidade de concavidades.

Coelho Netto & Fernandes (1990) ressaltam o papel dos diversos "sets" de fraturamento na orientação da expansão da rede regional de canais, podendo produzir inclusive capturas de drenagem e inversões de relevo, devido a processos de captura de água subterrânea em bacias, nos quais uma delas possui um nível de base suspenso em relação à outra.

Almeida *et al.* (1991) destacam o controle exercido pelas estruturas do substrato geológico na orientação da rede regional de canais, no qual os canais principais seguem preferencialmente o "strike" das unidades litológicas e os tributários desenvolvem-se preferencialmente nas vertentes de "dip" e "anti-dip", em geral, orientados pelos "sets" regionais de fraturamento. Segundo estes autores, em áreas onde o substrato geológico apresenta um suave mergulho das camadas, desenvolvem-se vales nitidamente assimétricos, nos quais as vertentes em "dip" (concordantes ao mergulho) possuem maior extensão e menor gradiente em relação às vertentes em "anti-dip" (discordantes ao mergulho). Em áreas onde o

substrato geológico apresenta um forte mergulho das camadas (zonas de cisalhamento), desenvolvem-se vales simétricos.

Avelar e Coelho Netto (1994) atribuem aos "sets" de fraturamento, a geração de unidades geomorfológicas côncavas, denominadas "concavidades estruturais", devido ao fato de que estas feições originam-se a partir de linhas de fraqueza do substrato rochoso. Estas fraturas facilitam a percolação e exfiltração dos fluxos subsuperficiais gerando, inicialmente, "tunneling" por "seepage erosion" e, posteriormente, formas côncavas suspensas ou ajustadas à rede regional de canais, profundas e conchoidais (em forma de anfiteatro), estranguladas na base. Desta forma, a rede regional de fraturamento exerce, também, um controle expressivo no desenvolvimento de uma rede de canais, temporariamente desconectada da rede regional de canais.

Cambra *et al.* (1995), baseados em mensurações realizadas em cerca de 30 voçorocas, distribuídas em quatro áreas dentro da bacia do rio Piracema, revelam também um efetivo controle do substrato geológico no desenvolvimento da rede de voçorocas, conforme já indicado por Coelho Netto *et al.* (1988). Contudo, nem todas as voçorocas estão orientadas por direções de "sets" de fraturamento. O "strike" da foliação, caracterizado também como um plano de fraqueza do substrato geológico, da mesma forma, consistiu num efetivo controle de orientação da expansão da rede de canais, principalmente em gnaisses muito estratificados.

Dantas & Coelho Netto (1991), por sua vez, observam nos fundos de vales principais da bacia do rio Bananal, uma sucessão de alvéolos e estrangulamentos, fato este já mencionado por Bigarella *et al.* (1965) e Meis & Monteiro (1979). Segundo os autores, a produção de seções estranguladas nos fundos de vales está associada a dois fatores principais: ao ângulo formado entre o bandamento/foliação principal (S_n) e a direção do segmento do canal, ou seja, quando o canal possui uma direção discordante em relação ao "strike" da foliação; e/ou por litologia diferencial. Nestas áreas, observam-se em campo, a ocorrência freqüente de níveis de base locais ("knickpoints") em associação a seções estranguladas, produzindo extensos alvéolos imediatamente à montante, que induzem a um espraiamento da sedimentação retida pelo nível de base local.

A fragmentada seqüência de episódios coluviais registrada no Planalto Sudeste Brasileiro por diversos eventos erosivo-deposicionais que resultaram nos “Complexos de Rampas” (Meis & Monteiro, 1979; Meis & Moura, 1984), todavia, podem produzir, ou não, significativas descontinuidades hidrológicas ao longo de pacotes estratificados de sedimentos. Em anfiteatros (Complexo de Rampas, segundo Meis & Monteiro, 1979) articulados com os eventos de agradação fluvial nos fundos de vales principais (tipo Bela Vista), o contato entre os alúvios e os colúvios e/ou saprolito produz uma efetiva descontinuidade hidráulica, capaz de gerar um lençol freático temporário (Coelho Netto *et al.*, inédito). Em concavidades (pequenos Complexos de Rampas) em zona de cabeceiras, onde prevalecem os depósitos coluviais (tipo São João), não foram detectadas descontinuidades hidráulicas expressivas (Fernandes *et al.*, 1994). Com base em reconstrução estratigráfica, na análise das propriedades físicas das diferentes camadas coluviais e através de monitoramento hidrológico por tensiometria, estes autores concluem que a topografia atual e a paleotopografia (representada por depósitos de cascalheiras ao longo da paleo-rede de canais) conduzem às rotas principais dos fluxos subsuperficiais em bacias de drenagem na região de Bananal. Estes caminhos principais da drenagem subsuperficial consistem, por sua vez, nos eixos preferenciais de erosão por “seepage”, promovendo voçorocamentos e movimentos de massa.

3.3) CONDIÇÕES CLIMÁTICAS:

O Sudeste Brasileiro é dominado, basicamente, por dois sistemas atmosféricos de alta pressão: a massa Tropical Atlântica e a massa Polar Atlântica. Estas duas massas de ar são estáveis. Todavia, o choque entre elas, denominado sistemas frontais, são os principais produtores de chuvas na região. Devido ao contraste térmico, as chuvas são mais intensas no verão. Durante esta estação ocorre, também, a invasão das massas Tropical Continental e Equatorial Continental que, da mesma forma, promovem instabilidade na região (Nimer, 1971).

Segundo diversos autores (Monteiro, 1969; Nimer, 1971; Dantas & Brandão, 1994, dentre outros), o clima da fachada atlântica do Planalto Sudeste Brasileiro caracteriza-se por uma distribuição espacial das chuvas controlada pela orografia, e por uma distribuição temporal, caracterizada por uma concentração da pluviosidade no verão, condicionada principalmente pela passagem de sistemas frontais. Eventos extremamente chuvosos, como os ocorridos em fevereiro de 1988 e janeiro de 1992 na região de Bananal, constituem-se de eventos de rara recorrência sendo, inclusive, um fator importante na definição do clima regional (Monteiro, 1969).

Da mesma forma que o relevo, o solo e a vegetação, o clima também foi alterado pela intervenção humana no ambiente, principalmente no que se refere à distribuição sazonal das chuvas. Este tema será melhor abordado posteriormente, quando discutiremos o impacto da intervenção antropogênica no ambiente.

Silva (1991) demonstra que os totais de precipitação anual em Bananal entre 1963 e 1989 (em torno de 1.500mm/ano) caracterizam-se por uma expressiva irregularidade, onde o total de chuvas no verão determina um ano seco ou chuvoso, conforme já descrito anteriormente para o Maciço da Tijuca (Coelho Netto & Santos, 1979) e para Resende, no Médio Vale do rio Paraíba do Sul (Meis et al., 1981). Os anos de 1966 e 1967 apresentam os maiores índices pluviométricos do período amostrado, sendo correlacionados aos eventos de deslizamentos e inundações na cidade do Rio de Janeiro auferindo, assim, um caráter regional

aos eventos de intensa pluviosidade, geralmente associados a sistemas frontais estacionários. (Figura 5).

A área de estudo também caracteriza-se por eventos diários de extrema pluviosidade, que podem catalizar diversos mecanismos erosivos como, por exemplo, movimentos de massa e voçorocamentos. Curiosamente, o ano de 1988 não apresenta a mesma tendência na Figura 5, apesar de ter sido caracterizado como um ano atípico com intensa pluviosidade no mês de fevereiro, onde foram registrados no posto pluviométrico da DAEE, na cidade de Bananal um índice pluviométrico mensal superior a 400 mm, com eventos diários que registram precipitação superior a 70 mm (Dantas & Brandão, 1994).

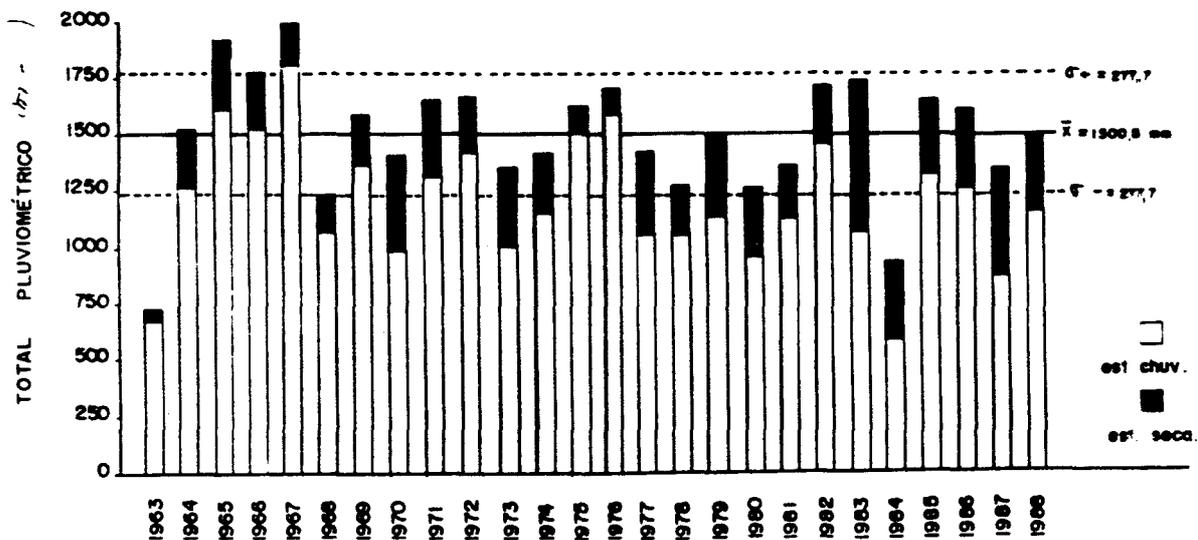


FIGURA 5: Índices pluviométricos anuais no período de 1963 a 1988. Média dos anos amostrados: 1.500 mm. Desvio Padrão: 277,7 mm. In: Silva, 1991.

Fonte: Posto Pluviométrico de Bananal, SP.

3.4) SOLOS, VEGETAÇÃO E IMPACTOS DA INTERVENÇÃO ANTROPOGÊNICA:

A floresta tropical pluvial, atualmente melhor conhecida como Mata Atlântica, que cobriu todo o Médio Vale do rio Paraíba do Sul durante praticamente todo o Holoceno, desenvolveu solos férteis com espessos horizontes orgânicos. Contudo, estes "solos holocênicos" não mais existem, devido ao desmatamento e a práticas agrícolas predatórias, que acarretaram na exaustão dos solos no decorrer do século XIX. A vegetação atual constitui-se de gramíneas - para pastagens - e capoeiras (matas secundárias). São ainda encontrados fragmentos de vegetação florestal na Serra da Bocaina e campos de altitude no topo do platô.

Segundo Deus (1991), o ambiente de gramíneas permite uma rápida infiltração das chuvas, devido à grande densidade de sua malha de raízes, aliado à ação da fauna escavadora (formigas saúva do gênero "Atta"). Deus afirma que este rápido processo de infiltração promove um incremento imediato de recarga d'água no solo, gerando poropressões críticas, capazes de detonar os diversos mecanismos de erosão por subsuperfície, principalmente por "seepage erosion". Sob cobertura florestal, o "input" de água ocorre de maneira gradual, devido à interceptação produzida pelas copas de árvores e pela camada de serrapilheira (Coelho Netto, 1985; Miranda, 1992). Esta entrada gradual de água no solo, associado à função do sistema radicular de sustentação da matriz do solo, impede que intensas precipitações detonem, invariavelmente, os processos de dissecação das vertentes (Nunes *et al.*, 1992). Contudo, as chuvas de janeiro de 1992 demonstram que este não é um ambiente estável, visto que as escarpas florestadas da vertente norte da Serra da Bocaina exibem extensas cicatrizes de movimentos de massa rasos ("shallow landslides").

No século XX, verificou-se uma atuação mais diversificada da intervenção antropogênica sobre a área de estudo, gerando impactos os mais diversos, dentre os quais, segundo informações de moradores locais, a dragagem e retilinização de todo o baixo curso do rio do Bananal (em 1957), inicialmente, para o aproveitamento agrícola e, posteriormente, para a expansão da cidade de Barra Mansa. A partir de então, toda a planície de inundação deixou

de ser parcialmente inundada, transformando-se, portanto, num terraço. Ainda existe o registro altimétrico da paleo-planície de inundação nos meandros abandonados do antigo canal sinuoso, três metros acima do atual nível de base do canal (Dantas, 1992). Outro impacto a ser destacado é a atividade de extração de areia, junto à vila de Rialto, no baixo curso do rio do Bananal, que também contribui para o rebaixamento do nível de base do canal. Entretanto, após a dragagem do rio, foram relatados, ainda, dois eventos de inundação em 1959 e em janeiro de 1992, associados a períodos de extrema pluviosidade. O último evento registrou uma elevação do nível d'água em seis metros acima do normal (Dantas, 1992). Neste trecho, a antiga planície de inundação possui mais de cinco metros de espessura.

4 - METODOLOGIA:

A natureza do estudo proposto constitui-se de um encadeamento de várias abordagens, com procedimentos metodológicos distintos, que incluem desde investigações sistemáticas de campo, sobre as características do substrato geológico e das unidades geomorfológicas subjacentes na bacia do rio Bananal e nas áreas adjacentes, até um resgate histórico da ocupação humana no Médio Vale do rio Paraíba do Sul. Todas estas abordagens objetivam identificar, analisar e quantificar os mais diversos mecanismos que contribuem, conjuntamente, para uma estocagem diferencial de sedimentos, espacial e temporalmente, nas bacias fluviais. Desta forma, o corpo metodológico desta Tese, será abordado por etapas, de acordo com as especificidades dos procedimentos de análise utilizados e com o conjunto de decisões tomadas para que os objetivos fundamentais da Tese sejam atingidos.

4.1) A MORFOLOGIA DOS FUNDOS DE VALES DA BACIA DO RIO DO BANANAL:

Para a análise da morfologia dos fundos de vales do rio do Bananal, efetuou-se a caracterização morfológica e morfométrica dos principais coletores.

A caracterização morfológica da bacia do rio do Bananal foi realizada com base em cartas topográficas na escala de 1/10.000 e complementadas com cartas topográficas na escala de 1/25.000, a fim de abranger o baixo curso do rio do Bananal. A partir desta base cartográfica, foram construídos perfis longitudinais para os canais principais, com o intuito de detectar os mais expressivos níveis de base locais, reconhecíveis na escala de análise e perfis transversais, com intervalos variáveis de cerca de 1 km, a fim de reconhecer a morfologia dos fundos de vales ao longo de toda a bacia.

Esta caracterização está baseada em cartas topográficas de 1/10.000 e em fotografias aéreas na escala de 1/25.000 e 1/40.000, das quais foram selecionadas as seguintes variáveis morfométricas para análise, calculadas a partir dos perfis transversais obtidos: largura média, mínima e máxima dos vales; variação de largura dos vales (desvio padrão); participação dos diversos níveis de agradação

na cobertura dos fundos de vales fluviais; e espessura desses níveis de agradação. Esta última variável foi mensurada em campo com auxílio de altímetros de precisão.

Primeiramente, as mensurações foram realizadas para o coletor principal: o rio Bananal e para dois afluentes importantes: os rios Piracema e Manso (Dantas & Coelho Netto, 1991; Dantas, 1992). Neste estudo, as mensurações foram expandidas também para o rio da Bocaina, o rio da Carioca, o rio Turvo, o rio Pirapetinga e o Córrego do Cafundó. (vide Figuras 1 e 4).

4.2) NÍVEIS DE BASE LOCAIS ROCHOSOS NO CONTROLE DA MORFOLOGIA DOS FUNDOS DE VALES E DA COMPARTIMENTAÇÃO DIFERENCIAL DO RELEVO

Partindo da premissa de que a sucessão de alvéolos e estrangulamentos ocorria devido à presença dos níveis de base locais, torna-se necessária sua análise para o entendimento da formação dos “knickpoints”, buscando identificar os elementos-controle de sua distribuição espacial. Considerando que os níveis de base locais produzem vales suspensos à rede regional de canais, procurou-se, como complemento, analisar sua influência na compartimentação diferencial do relevo

Foi mensurada, nas bacias dos rios Bananal e do Salto, com 518 km² e 20 km², respectivamente, uma significativa amostragem de 36 níveis de base locais rochosos (“knickpoints”), com desníveis entre 1,5m e 50m, distribuídos espacialmente ao longo da rede de canais (vide Figuras 4 e 13). Esta etapa do estudo foi realizada em colaboração com o geólogo Luiz G. Eirado Silva, também pesquisador do GEOHECO. Os “knickpoints” amostrados localizam-se no compartimento colinoso ou próximo ao compartimento montanhoso. Não foram realizadas mensurações no compartimento montanhoso, pois o ambiente das colinas apresenta, aparentemente, mantos de alteração e pacotes de sedimentos fluviais mais espessos, associados a um gradiente hidráulico mais suave. Desta forma, este compartimento topográfico oferece condições mais propícias para que seja possível detectar, mais nitidamente, o papel exercido pelos níveis de base locais na distribuição espacial dos processos erosivo-depositacionais em escala regional.

Os níveis de base locais amostrados foram, primeiramente, identificados com base em fotografias aéreas na escala de 1/25.000 e, posteriormente, mensurados em campo. Nesta fase, cada “knickpoint” amostrado foi descrito em campo quanto à(s):

- a) Litologia do afloramento no qual está inserido o “knickpoint”.
- b) Estruturas do afloramento no qual está inserido o “knickpoint” (principalmente a foliação/ bandamento da rocha e os “sets” de fraturamento existentes).
- c) Orientação do segmento do canal no qual está inserido o “knickpoint”.
- d) Altura do desnivelamento, com auxílio de barômetro-altímetro de precisão (Modelo AIR-HB-1L).

Alguns destes “knickpoints” foram subdivididos em mais de um segmento de canal, de acordo com a orientação das estruturas geológicas, perfazendo um total de 54 pontos mensurados.

Todos estes dados coletados, em campo, foram analisados por meio de gráficos de barras que relacionam a frequência de “knickpoints” com os parâmetros já mencionados anteriormente (Figuras 7, 8, 10 e 11).

Com o objetivo de verificar algum controle exclusivamente litológico na formação de níveis de base locais, buscou-se caracterizar as unidades litológicas que influenciam mais diretamente na produção dessas feições, por meio do cálculo de um parâmetro denominado Densidade de “Knickpoints”, obtido a partir da razão entre o número de “knickpoints” e a área ocupada por cada unidade litológica nas bacias em estudo (Figura 8).

A direção principal da foliação e os “sets” de fraturamentos foram mensurados a partir da análise dos dados de campo, por meio de um estereograma de pólos (Figura 9).

Com o objetivo de verificar algum controle específico da foliação/ bandamento do substrato rochoso na caracterização destes níveis de base locais, foi construído um gráfico que correlaciona a orientação do segmento do canal (em relação à foliação) com o desnivelamento e o gradiente do “knickpoint” (Figura 12).

Na bacia do rio do Salto, devido à ocorrência de três expressivos níveis de base locais, próximos uns dos outros, que perfazem um desnivelamento total superior a 60 metros, foi executada a compartimentação topográfica de toda a bacia (metodologia proposta por Meis *et al.*, 1982, já abordada anteriormente), a fim de analisar em detalhe a influência dos níveis de base locais na produção de áreas com suave topografia em compartimentos deprimidos nas bacias suspensas (Figura 13).

4.3) OS NÍVEIS DE BASE LOCAIS E A ESTOCAGEM DIFERENCIAL DE SEDIMENTOS AO LONGO DOS FUNDOS DE VALES:

Dando seqüência aos estudos sobre as relações entre o substrato geológico e a geração de níveis de base locais (Eirado Silva *et al.*, 1993), procurou-se dimensionar a influência destas feições residuais dos canais fluviais numa estocagem de sedimentos mais efetiva nas bacias suspensas à rede regional de canais. Esta etapa de investigação concentrou-se na análise em sub-bacias suspensas por alguns dos "knickpoints", dos 36 mapeados anteriormente. Privilegiou-se a seleção de 15 casos com desnivelamentos geralmente superiores a 10 metros, os quais apresentam nítida retenção de sedimentos à montante dos "knickpoints".

Da mesma forma, foi avaliada esta influência dos níveis de base locais, na variação de espessura e no espraiamento, ao longo dos fundos de vales, da sedimentação fluvial, para um trecho da bacia do rio Piracema, denominada Campinho (Figura 14).

Para cada uma das bacias suspensas em análise, foi calculado o volume de sedimentos retidos (Dantas *et al.*, 1994). Este cálculo foi obtido por meio de mensurações de campo sobre a espessura do pacote sedimentar, utilizando-se um barômetro-altímetro de precisão (model AIR/HB- 1A, com 10 cm de acurácia) e, por meio de aero-fotogrametria, utilizando-se fotografias aéreas (escala: 1/25.000) e cartas topográficas (escala: 1/10.000 e 1/25.000), com o intuito de determinar a área ocupada pelo alvéolo sedimentar. A partir do produto entre a espessura do depósito e a área do alvéolo, obtém-se uma estimativa aproximada do volume de sedimentos estocados em determinada sub-bacia. Este valor preliminar está super-estimado, pois o volume de sedimentos não corresponde exatamente ao retângulo formado pelo produto entre a espessura do depósito e a área do alvéolo, visto que o depósito em questão, composto basicamente por sedimentos fluviais, assenta-se sobre o embasamento do fundo de vale, com topografia orientada pelo gradiente das encostas adjacentes.

Desta forma, decidiu-se elaborar, como um artifício para obtenção de valores mais precisos do volume de sedimentos estocados nos fundos de vales fluviais, um índice que calibrasse os valores conferidos pelo produto entre a espessura do depósito e a área do alvéolo. Este índice, denominado Índice de Sedimentação dos Vales (ISV), pondera as variações de espessura do pacote sedimentar ao

longo do perfil transversal do fundo do vale (Figura 6). Para a obtenção deste índice, é assumido que a estocagem de sedimentos abaixo da superfície deposicional (seja uma planície de inundação, ou um terraço

fluvial) está limitada pela projeção do gradiente das encostas em direção aos fundos de vales "afogados". Desta forma, são construídos, para cada bacia suspensa, perfis transversais em intervalos regulares de 1 km, para os quais este índice (ISV) é calculado, em sucessivos cortes transversais, através da razão entre a área real do pacote sedimentar e o retângulo formado pelo produto entre a espessura do depósito e a área do alvéolo (Figura 6).

Portanto, o volume estocado nos fundos dos vales fluviais é calculado através da seguinte fórmula: $V = h \times D \times ISV$, onde:

V = Volume

h = Espessura do depósito

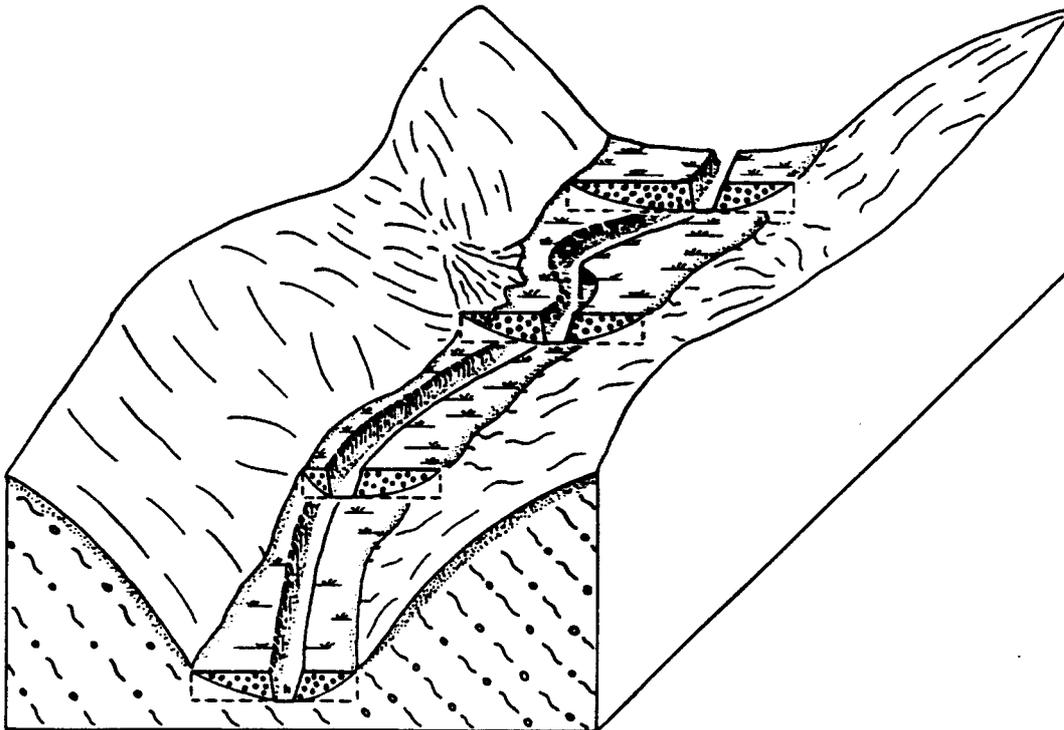
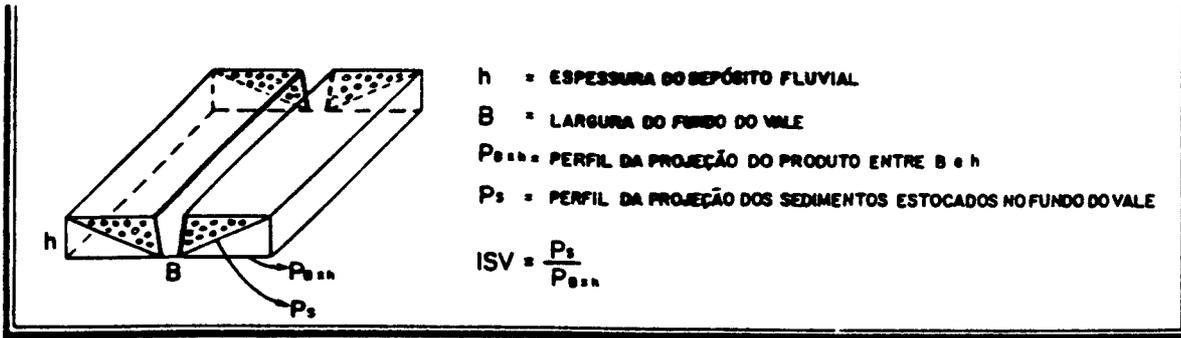
D = Área do alvéolo

ISV = Índice de Sedimentação dos Vales.

Após a etapa de mensuração e cálculo dos dados de volume de sedimentos retidos para cada uma das bacias suspensas em análise, objetivou-se analisar variáveis geológicas e morfométricas, intrínsecas às bacias de drenagem, que pudessem elucidar os fatores mais determinantes numa estocagem diferencial de sedimentos nessas bacias suspensas à rede regional de canais por expressivos "knickpoints".

Desta forma, juntamente com os dados de volumetria calculados por Dantas *et al.* (1994), para as 15 sub-bacias suspensas foram mensuradas as seguintes variáveis, com base em fotografias aéreas (1/25.000), cartas topográficas (1/50.000; 1/25.000; 1/10.000) e estudos de campo:

- a) Litologia do "knickpoint".
- b) Unidades litológicas predominantes na bacia suspensa.
- c) Altura do "knickpoint", ou desnivelamento (H).
- d) Área da bacia de drenagem (Au).
- e) Volume de sedimentos (Ss)
- f) Razão entre o Volume de sedimentos e a área da bacia de drenagem (Ss/Au).
- g) Gradiente total do canal (Gt).



LEGENDAS:

- = ÁREA DO ALVÉOLO (A)
- h = ESPESSURA DO DEPÓSITO FLUVIAL
- = $A \times h$
- = $A \times h \times ISV$
- ISV = ÍNDICE DE SEDIMENTAÇÃO DO VALE
- = SUBSTRATO GEOLÓGICO
- = SEDIMENTAÇÃO FLUVIAL
- = DEPÓSITOS FLUVIAIS E LEQUES ALUVIAIS INTERDIGITADOS

Figura 6: Desenho esquemático ilustrativo da utilização do Índice de Sedimentação dos Vales (ISV), no cálculo dos volumes de sedimentos estocados nos fundos de vales.

h) Gradiente do canal na bacia suspensa (G_u).

i) Frequência de concavidades (Número de concavidades por unidade de área).

j) Densidade de concavidades (Comprimento total dos eixos de concavidades por unidade de área, segundo Coelho Netto *et al.*, 1988).

Com relação ao cálculo do gradiente total do canal (G_t), ou da bacia suspensa (G_u), foi levado em consideração apenas o segmento do canal, onde prevalece o processo de deposição de sedimentos, sendo descartados do cálculo, os trechos de alto curso, localizados na escarpa da Serra da Bocaina. Desta forma, tornou-se possível comparar o gradiente da bacia suspensa com o gradiente total da bacia.

Este último parâmetro, introduzido por Coelho Netto *et al.* (1988) e confirmado por Oliveira *et al.* (1994), expressa a razão entre o comprimento de eixos de concavidades, pela área da bacia. Este revela-se um eficiente parâmetro na análise do grau de dissecação das encostas e, conseqüentemente, oferece condições para a avaliação do volume de sedimentos liberados para o sistema fluvial.

Todas estas variáveis estão descritas nas Tabelas 3 e 4 e analisadas por gráficos de correlação nas Figuras 15, 16, 17, 18, 19, 20 e 21. Estes gráficos de correlação têm por objetivo ponderar a importância relativa de cada uma das variáveis em questão e determinar as variáveis mais significativas no controle da estocagem fluvial nas bacias de drenagem suspensas em análise.

4.4) CÁLCULOS DE TAXAS DE SEDIMENTAÇÃO E DE REBAIXAMENTO ESTIMADO DO RELEVO.

Os estudos efetuados por Coelho Netto & Dietrich (1991) e Coelho Netto *et al.* (1994), Coelho Netto *et al.* (inédito), com base numa consistente amostragem de datações por radiocarbono, coletada nos domínios fluvial e de encostas, registraram dois períodos de intensa atividade morfodinâmica: um, datado da transição Pleistoceno-Holoceno (10.000-8.000 AP) e o outro, correlacionado ao ciclo do café (aproximadamente 200 AP). (Figura 22).

Esta Tese visa, em contribuição aos trabalhos citados anteriormente, a quantificar a magnitude de cada um dos dois eventos erosivo-deposicionais, através do cálculo do volume de sedimentos fluviais estocados nas bacias fluviais e, com base na volumetria de depósitos, estimar Taxas de Sedimentação e Taxas de Rebaixamento do Relevo, no transcorrer dos dois eventos em análise.

Estes dois eventos podem ser facilmente distinguíveis na paisagem, devido ao fato de que o evento mais recente foi registrado nos depósitos de planície de inundação, e o mais antigo, registrado nos depósitos de terraços fluviais. Desta forma, foi selecionada a bacia do rio Piracema, pois ambos os depósitos estão nitidamente preservados nos fundos de vales.

A partir de fotografias aéreas na escala de 1/25.000, foram identificados e mapeados os principais níveis de acumulação de sedimentos ao longo dos fundos de vales da bacia do rio Piracema (Figura 26). Este mapeamento foi transferido para carta topográfica de mesma escala com auxílio de "aero-sketch-master", visando mensurar a extensão precisa, em área, destes níveis de acumulação.

Tendo em vista o cálculo do volume de sedimentos estocados nos vales fluviais, durante a transição Pleistoceno-Holoceno e durante o ciclo cafeeiro, associados aos terraços fluviais e às planícies de inundação, respectivamente, partiu-se para a reconstituição da espessura destes depósitos fluviais. Estas medidas foram obtidas em campo, de forma sistemática, ao longo dos canais principais, com o auxílio de dois barômetros/ altímetros digitais com 10 cm de precisão (modelo AIR-HB-1L, Atmospheric Instrumentation Research, Inc.). A utilização dos dois altímetros de precisão foi realizada da seguinte maneira: o primeiro ficou estacionário num marco fixo para medir a influência das variações diurnas de pressão e temperatura na leitura dos valores de altitude; o segundo era itinerante, realizando a medição dos diversos níveis fluviais. O altímetro estacionário, portanto, corrige as distorções acumuladas pelo altímetro itinerante.

Para uma aferição mais precisa possível da espessura dos depósitos fluviais, a primeira medição foi obtida no topo da superfície deposicional, podendo ser o terraço fluvial ou a planície de inundação, e a segunda medição foi obtida no leito do canal. Quando o leito do canal não corria sobre a rocha, utilizou-se um vergalhão (haste metálica), para obter uma medida aproximada da espessura dos sedimentos abaixo do leito do canal. Evidentemente, não se trata de um dado preciso, pois, quando enterrado no leito do canal, o vergalhão pode deparar-se com uma superfície dura que

não seja rocha “in situ”, tal como um seixo, ou uma crosta. De qualquer forma, foram feitas diversas medições com o vergalhão em cada ponto, para que o dado obtido fosse o mais próximo da situação real.

Com base nos dados de área e espessura dos pacotes de terraços fluviais, processou-se o cálculo do volume de sedimentos estocados na bacia, utilizando-se do Índice de Sedimentação dos Vales (ISV), para conferir maior precisão à volumetria, conforme já explicado anteriormente (Figura 6). Para os depósitos de planície de inundação, atribuídos ao ciclo cafeeiro, não foi utilizado o Índice de Sedimentação dos Vales (ISV), devido ao fato de estes depósitos estarem embutidos nos depósitos de terraços fluviais, pelo menos, ao longo da bacia do rio Piracema.

Com base na volumetria de depósitos, estimada para toda a bacia do rio Piracema, processou-se, por sua vez, o cálculo de Taxas de Sedimentação (Ts) e de Rebaixamento Estimado do Relevo (Tr), correlativos aos dois eventos erosivo-deposicionais identificados na região (Coelho Netto *et al.*, 1994). Para uma análise comparativa, a bacia do rio Piracema foi subdividida em diversos segmentos, localizados próximo ao compartimento montanhoso, ou no compartimento colinoso, com o intuito de avaliar espacialmente as diferentes taxas de sedimentação de rebaixamento do relevo, ao longo da bacia.

Os cálculos das Taxas de Sedimentação foram obtidos através da seguinte fórmula:

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

Ts = Taxa de Sedimentação.

D = Área do depósito.

h = Espessura do depósito.

t = Duração do evento erosivo-deposicional.

Para análise comparativa entre segmentos da mesma bacia, foi adicionado à fórmula, o parâmetro - comprimento do canal principal:

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

C (km) = Comprimento do canal.

Assim sendo, as Taxas de Sedimentação foram utilizadas para estimar, aproximadamente, as Taxas de Rebaixamento do relevo nas áreas-fonte, ou seja, na bacia de drenagem da área de estudo. Os cálculos foram processados conforme a fórmula abaixo:

$$Tr = Ts \text{ (m}^3\text{/ano)} \times A \text{ (m)}^{-2} \text{ (} \times 1.000 \text{) (em mm/ano), onde:}$$

Tr = Taxa estimada de rebaixamento do relevo.

A = Área da bacia de drenagem.

As Taxas de Sedimentação foram convertidas em valores aproximados aos das Taxas de Rebaixamento Estimado do Relevo para a bacia do rio Piracema e seus segmentos: a sub-bacia do rio Manso, a sub-bacia do rio da Fortaleza e a sub-bacia do rio Doce (alto curso do rio Piracema, acima de um nível de base local). (Tabelas 5, 6 e 7 - itens 5.4 e 5.5).

Para o cálculo de Taxas de Rebaixamento do Relevo durante o ciclo cafeeiro, foram transferidos os volumes de sedimentos estocados para toda a área da bacia do rio Piracema, devido ao fato de que a mecânica de erosão laminar (ação do escoamento superficial), decorrente deste ciclo, ocorreu de forma generalizada no espaço (Tabela 7). Todavia, para o cálculo de Taxas de Rebaixamento do Relevo durante o ciclo de transição Pleistoceno-Holoceno, foram transferidos os volumes de sedimentos estocados para a área total da bacia (Tabela 5) e para as unidades de geometria côncava das encostas na bacia do rio Piracema, especialmente pelas situadas nas cabeceiras de drenagem (Tabela 6). Esta opção respalda-se no fato de que a mecânica de erosão, decorrente deste ciclo, foi ocorrida primariamente por excesso de poro-pressão em faces de exfiltração do escoamento subsuperficial ("seepage erosion"), segundo Coelho Netto *et al* (inédito). Estes pontos de exfiltração, por sua vez, ocorreram de forma localizada e episódica, predominantemente nos eixos das áreas côncavas das encostas (rampas e complexo de rampas), tal como vem ocorrendo nos dias atuais (Oliveira e Meis, 1985; Coelho Netto *et al*, 1988; dentre outros).

Desta forma, o parâmetro - área da bacia de drenagem (A) foi substituído, na fórmula de cálculo de Taxas de Rebaixamento do Relevo, pelo parâmetro - área média de concavidades de encostas (Ac), situadas em cabeceiras de drenagem:

$Tr = Ts \text{ (m}^3\text{/ano)} \times Ac \text{ (m)}^2 \text{ (x 1.000)}$ (em mm/ano), onde:

Ac = área ocupada pelos segmentos côncavos na bacia.

4.5) REVISÃO DA LITERATURA NO PERÍODO GEOLÓGICO RECENTE E O RESGATE HISTÓRICO DA OCUPAÇÃO HUMANA NO MÉDIO VALE DO RIO PARAÍBA DO SUL:

Para uma compreensão mais abrangente do significado das transformações paleo-ambientais ocorridas durante a transição Pleistoceno-Holoceno, foi realizado um levantamento bibliográfico do estado-da-arte, sintetizado em tabelas comparativas (Figuras 23 e 24). Estas tabelas-síntese evidenciam mudanças climáticas, transformações na cobertura vegetal e eventos erosivo-deposicionais ao longo do Pleistoceno Superior (Wisconsin Stage), do período transicional e do Holoceno. Estes estudos foram realizados por diversos pesquisadores, em diversas regiões do continente sul-americano. Todo este conjunto de informações de cunho paleo-geográfico, constituiu-se num importante subsídio para a interpretação da evolução da paisagem geomorfológica num trecho do Médio Vale do rio Paraíba do Sul, realizada com suporte de uma ampla coleção de datações por radiocarbono em base lito-estratigráfica, em toda a bacia do rio Bananal (Figura 25 - Coelho Netto *et al.*, inédito).

Para os estudos de investigação histórica, basicamente foi realizado um trabalho de coleta de informações em fontes secundárias (livros, artigos, textos, anuários estatísticos, etc.), disponíveis no Arquivo Nacional e na Biblioteca Nacional. A análise histórica do Médio Vale do rio Paraíba do Sul consistiu na pesquisa de informações de uma extensa área, onde as etapas de desmatamento, a instalação dos grandes cafezais, a implantação de uma malha ferroviária, o auge e a decadência da produção cafeeira, ocorreram de forma relativamente simultânea.

Este núcleo abrange as cidades de Areias e Bananal (no extremo leste do estado de São Paulo) e Resende, Valença, e Vassouras (no vale do Paraíba Fluminense), destacando-se também a

antiga vila de São João Marcos, próximo à Pirai, posteriormente submersa pela represa de Ribeirão das Lages.

Aliado aos estudos de reconstituição histórica da ocupação humana no Médio Vale do rio Paraíba do Sul, foram identificados registros de campo correlatos àquele período, tais como peças de cerâmica e estacas de madeira. Estes artefatos arqueológicos foram encontrados na matriz de sedimentos fluviais das planícies de inundação em alguns tributários da bacia do rio Bananal.

Todo este conjunto de informações de cunho histórico foi analisado sob um enfoque geo-hidroecológico procurando, desta maneira, extrair da bibliografia coletada, os diversos processos que conduziram a uma drástica transformação ambiental por todo o Médio Vale do rio Paraíba do Sul.

5) RESULTADOS E DISCUSSÕES:

5.1) A MORFOLOGIA DOS FUNDOS DE VALES DA BACIA DO RIO DO BANANAL:

5.1.1) O ESTADO DA ARTE:

Estudos anteriores destacaram o caráter irregular da extensão e do traçado das planícies sedimentares embutidas nos fundos de vales de ambientes de colinas do Planalto Sudeste Brasileiro.

Martonne (1944) já descrevia a ocorrência de "gargantas" e terraços fluviais numa região por ele denominada "zona do interior", caracterizada por um clima tropical úmido, com estação seca e floresta tropical semi-decídua. Esta região abrange o ambiente colinoso do Vale do Paraíba e pouco além da Serra da Mantiqueira. Seguindo uma corrente de pensamento davisiana, Martonne buscava produzir um ciclo de erosão do clima tropical úmido, constituído duas zonas morfoclimáticas características para o Sudeste Brasileiro:

"1º, a zona das serras litorâneas, com relevos fortes, com clima tropical úmido, com vegetação florestal densa, com modelado determinado pela intensidade da decomposição química que dá um espesso manto de arenas lateríticas, e parece apto para explicar a largura da seção dos vales, os fortes declives das vertentes, a raridade de aluviões pedregosos, dos terraços e dos cones aluviais; - 2º, a zona do interior, com relêvo menos acentuado, porém apresentando mais acidentes devido à erosão mecânica, gargantas, ravinamentos, terraços, cones de dejeção seca, solos detriticos menos espessos, com carapaças, uma vegetação florestal menos densa com folhas caducas e adaptações xerófilas".

Desta forma, uma das características apontadas por Martonne para o ambiente de colinas do Planalto Sudeste Brasileiro é a ocorrência de gargantas rochosas e sucessivos estrangulamentos, assim como terraços fluviais e cones de dejeção provenientes de vales secundários.

Sternberg (1949), já naquela época, sugeria um controle estrutural sobre o contorno dos fundos de vales no Vale do Paraíba antevendo, de forma brilhante, a importância da orientação da rede de canais em relação à foliação no desenvolvimento dos vales:

"É possível que um estudo geomorfológico viesse confirmar a hipótese de que a estrutura geológica não seja alheia a esse fato, criando estrangulamentos onde cursos d'água cortam a direção da chistosidade entre dois trechos de vale subsequente".

Bigarella *et al.* (1965) destacam estes pontos de estrangulamentos, que ocorrem ao longo dos vales fluviais, como zonas de obstrução parcial do transporte de sedimentos, em períodos secos de agradação fluvial produzindo, assim, os alvéolos sedimentares, ou seja, seções mais alargadas dos fundos de vales, preenchidas de sedimentos.

Meis (1977) ressalta o recuo diferencial das vertentes através da esculturação de reentrâncias ("hollows") e saliências ("noses") na paisagem resultando, assim, numa configuração irregular dos atuais fundos de vales (Meis & Machado, 1978). Com base neste postulado de evolução das vertentes, Meis & Monteiro (1979) caracterizam a morfologia dos fundos de vales para o Médio Vale do Rio Doce:

"Conforme tem sido frequentemente estabelecido, dentro do domínio das "rampas", a superfície arrasta-se das colinas adjacentes para o fundo do vale em perfis côncavos, dando uma configuração suave à paisagem. Quando uma rampa tributária junta-se ao canal principal, o último torna-se mais largo: as vertentes tornam-se mais suaves. Dentro dessas seções de baixo gradiente ao longo do eixo do vale, ativa agradação começa a aplainar o segmento. Contudo essas seções caracterizam-se pela sua descontinuidade e são frequentemente interrompidas por estrangulamentos (seções com alto gradiente), onde as vertentes multi-convexas das colinas salientam-se em ambos os lados do vale: o canal flui diretamente sobre afloramentos rochosos".

A partir de uma análise da morfologia dos fundos de vales ao longo dos cursos principais da bacia do rio do Bananal, no Médio Vale do rio Paraíba do Sul, Dantas & Coelho Netto (1991) caracterizam estes vales por uma sucessão de alvéolos e estrangulamentos e por uma sedimentação não homogênea ao longo dos vales fluviais, corroborando com o que já foi proposto pela literatura. Estes autores ainda aventam a

hipótese de que níveis de base locais, localizados nos canais fluviais, exerceriam uma marcante influência na retenção de sedimentos e espraiamento de alvéolos logo à montante, nos vales suspensos.

Com base em mensurações em bacias fluviais localizadas no "Oregon Coast Range", Benda (1990) destaca a influência dos movimentos de massa na morfologia dos canais e dos fundos de vales em áreas montanhosas. Estes processos erosivos, iniciados, preferencialmente, em segmentos côncavos das vertentes, são depositados sob forma de leques nos fundos de vales, promovendo sua agradação. As variações da frequência dos movimentos de massa podem promover ciclos de agradação e degradação fluvial alterando, desta forma, a morfologia dos canais e dos vales.

Dantas & Coelho Netto (1991) e Seidl *et al.* (1994) indicam que, à jusante do nível de base local, o vale tende a apresentar-se estreito e encaixado, com pouca sedimentação e, à montante, o vale apresenta-se largo e entulhado de sedimentos fluviais, geralmente interdigitados com leques e colúvios de encosta.

5.1.2) RESULTADOS E DISCUSSÃO:

Os perfis longitudinais traçados para os canais em análise revelam que estes nascem no compartimento montanhoso e descem abruptamente a vertente norte da Serra da Bocaina. À jusante dos altos cursos, estes rios serpenteiam por entre o compartimento de colinas até o rio Paraíba do Sul. O córrego do Cafundó constitui-se numa exceção, pois suas cabeceiras localizam-se já no ambiente de colinas possuindo, assim, um gradiente mais baixo que os demais.

O rio do Bananal, o mais importante curso fluvial da bacia, possui também a maior extensão, com mais de 50 km. Deste modo, este canal escavou mais pronunciadamente o seu vale na escarpa da Bocaina. Sua nascente localiza-se já no platô da Bocaina, cuja altitude supera os 1.400m de altitude. Os tributários principais pouco dissecaram o Planalto da Bocaina, devido a uma menor descarga fluvial. O rio Manso, por sua vez, também não promoveu uma incisão pronunciada de um vale na escarpa do planalto, que ao contrário dos demais, nasce no platô da Bocaina, percorrendo uma superfície com baixa amplitude de

relevo (entre 1.400 e 1.500m de altitude) e, em seguida, desce vertiginosamente a borda do planalto para percorrer por entre o domínio de colinas entre 400 e 500m de altitude.

Os níveis de base locais mais expressivos (com mais de 10m de desnivelamento) foram detectados pelos perfis longitudinais. Pequenos "knickpoints" foram reconhecidos apenas por foto-interpretação ou em investigações de campo.

A análise dos dados de variação de largura dos vales, ratificada com os resultados do mapeamento por foto-interpretação, permite a caracterização da bacia do rio do Bananal por uma sucessão de alvéolos e estrangulamentos. Os vales mais amplos, por sua vez, apresentam os valores mais elevados de variação de largura dos vales. O rio Manso, por exemplo, apresenta um alvéolo de 770m de extensão, próximo à fazenda Campinho, onde o divisor entre os rios Piracema e Manso é mascarado por sedimentos fluviais. Muito próximo a extensos alvéolos ocorrem estrangulamentos que comprimem o vale em seções de apenas 20m de extensão.

Esta alternância entre segmentos bastante afogados, onde o vale apresenta extensões consideráveis e segmentos encaixados, está associada a mudanças de orientação do segmento do canal. Os estrangulamentos estão, por diversas vezes, associados a segmentos de canal ortogonais ao "strike" das unidades litológicas, impressados por entre ombreiras, em verdadeiros "canyons de colinas" e correm, freqüentemente, sobre afloramentos ou níveis de base locais.

Observando, em diversos locais da bacia do rio do Bananal, um padrão de drenagem treliça, Eirado Silva *et al.* (1993) associam a gênese dos desvios ortogonais na orientação dos canais à interseção de diferentes "sets" de fraturas ou à interseção de um "set" de fratura com o "strike" da foliação principal.

A análise comparativa da extensão dos diferentes níveis de agradação nos diversos vales estudados demonstram que o rio do Bananal pouco preservou o nível de terraço fluvial (33.6%) devido, provavelmente, ao processo de re-hierarquização da rede de drenagem, ocorrido ao longo do Holoceno, que promoveu uma evacuação mais efetiva da sedimentação fluvial no coletor principal.

O rio Piracema, apesar de ser afluente do rio do Bananal, preservou mais o pacote superior (48.6%) devido, possivelmente, à ocorrência de um pronunciado estrangulamento no seu baixo curso, aliado a uma descarga fluvial relativamente menor. Sua morfologia,

marcada por uma sucessão de alvéolos e estrangulamentos, permite a preservação desses pacotes no fundo dos alvéolos, como uma superfície residual.

O rio Manso, por sua vez, consiste no vale que melhor preservou o terraço fluvial (54.9%), devido ao fato de que se trata de um vale suspenso em relação ao rio Piracema. Do mesmo modo, o rio da Bocaina preserva menos o nível superior do que seu trecho suspenso: o Alto rio da Bocaina.

Os rios Turvo e Pirapetinga, por drenarem em grande parte o compartimento montanhoso, desenvolveram vales relativamente estreitos e pouco preservaram o nível de terraço fluvial (Tabela 1).

Utilizando os mesmos parâmetros morfológicos para o vale do rio Piracema, podemos subdividi-lo em três segmentos morfológicamente distintos e que inclusive, possuem denominações diferentes nas cartas topográficas (Tabela 2).

O rio Turvo representa o baixo curso desta bacia e caracteriza-se por um vale estrangulado e pela total remoção dos sedimentos do pacote fluvial superior. Já o rio Piracema, que representa o médio curso da bacia, caracteriza-se por vales mais amplos e por uma sucessão de estrangulamentos e alvéolos. No fundo destes, é melhor preservado o nível do terraço fluvial (50.5%) cuja espessura é de até 23m. O rio Doce que, por sua vez, representa o alto curso desta bacia, possui um vale menos amplo e pouca preservação do terraço, devido ao maior gradiente e à proximidade com o compartimento montanhoso. Curiosamente, a bacia do Piracema apresenta vales mais estreitos, justamente no seu baixo curso, como visto acima.

A análise comparativa dos dados de largura média dos vales fluviais demonstra que, por vezes, canais tributários desenvolvem vales mais amplos que o rio do Bananal, como por exemplo, o rio Manso e o Alto rio da Carioca, que possuem uma largura média de 245m e 236m, respectivamente. Estes valores também estão em desacordo com o proposto pela literatura, pois os canais principais possuem maior capacidade erosiva para esculpir na paisagem vales mais amplos em relação a seus afluentes. Contudo, estes dois tributários consistem-se de vales suspensos, com nível de base mais elevado que o do canal principal. Deste modo, nos vales suspensos, o processo de incisão vertical do vale torna-se inexpressivo em relação ao processo de alargamento do vale por migração do canal, tornando-os mais amplos que os vales ajustados ao nível de base regional. Esta tendência é

TABELA 1: Morfologia dos fundos de vales ao longo dos canais principais na bacia do rio do Bananal.

Bacia de Drenagem	Largura Média (m)	Desvio Padrão (m)	Largura Máxima (m)	Largura Mínima (m)	TF (%)	PI (%)
Rio do Bananal	222	123	520	20	33,6	66,4
Rio Piracema	148	80	440	30	48,6	51,4
Rio Manso	245	134	770	20	54,9	45,1
Rio da Bocaina	122	50	260	40	29,1	70,9
Rio da Carioca	219	108	480	40	0,0	100,0
Alto Rio da Bocaina	150	46	260	80	41,3	58,7
Alto Rio da Carioca	236	109	480	50	0,0	100,0
Córrego do Cafundó	110	67	230	20	27,8	72,2
Rio Turvo	88	45	170	30	24,7	75,3
Rio Pirapetinga	96	66	350	20	11,3	88,7

Fonte: Aerofotogrametria, Cartas Topográficas e Reambulação de Campo.
(Revisto e ampliado de Dantas, 1992)

OBS: TF (%) representa a participação do nível de agradação que consiste num nível de terraço fluvial preservado nos fundos de vales.

PI (%) representa a participação do nível de agradação que consiste na atual planície de inundação no preenchimento dos fundos de vales.

TABELA 2: Amplitude da variação morfológica dos fundos de vales ao longo da bacia do rio Piracema.

Sub-Bacias	Largura Média (m)	Desvio Padrão (m)	Largura Máxima (m)	Largura Mínima (m)	TF (%)	PI (%)
Rio Turvo (baixo curso)	70	15	90	50	0,0	100,0
Rio Piracema (médio curso)	206	103	440	30	50,5	49,5
Rio Doce (alto curso)	105	42	230	30	16,4	84,6

Fonte: Aerofotogrametria, Cartas Topográficas e Reambulação de Campo.
(Revisto de Dantas, 1992)

OBS: TF (%) representa a participação do nível de agradação que consiste num nível de terraço fluvial preservado nos fundos de vales.

PI (%) representa a participação do nível de agradação que consiste na atual planície de inundação no preenchimento dos fundos de vales.

confirmada quando são comparados os dados de largura média dos rios da Bocaina e da Carioca com seus altos cursos suspensos (Tabela 1).

Em síntese, a literatura argumenta que os pacotes de sedimentos fluviais, que preenchem os fundos de vales, geralmente tornam-se mais espessos em direção à jusante, em associação com o aumento da área-fonte de sedimentos. Contudo, os resultados aqui apresentados demonstram que a extensão dos pacotes sedimentares estocados nos fundos de vales é altamente variável na bacia do rio do Bananal, seguindo uma aparente associação com a ocorrência de níveis de base locais ao longo dos perfis longitudinais dos canais principais e de seus tributários, o que confirma os estudos preliminares efetuados por Dantas & Coelho Netto (1991).

O exame da morfologia dos fundos de vales da bacia do rio do Bananal demonstra, portanto, o marcante controle da lito-estrutura no desenvolvimento espacialmente diferenciado das bacias de drenagem num trecho do Médio Vale do rio Paraíba do Sul. Todavia, feições residuais do substrato geológico, localizadas nos canais fluviais, exercem, aparentemente, uma forte influência na estocagem de sedimentos desses fundos de vales analisados. Tratam-se dos níveis de base locais ou "knickpoints".

5.2) CONDICIONANTES LITO-ESTRUTURAIS NA FORMAÇÃO DE NÍVEIS DE BASE LOCAIS:

5.2.1) O ESTADO DA ARTE:

O conceito de nível de base foi inicialmente proposto por Powell em 1875, correspondendo a um plano imaginário, abaixo do qual não ocorre erosão sub-aérea, ou seja, em nível abaixo deste plano não ocorre incisão fluvial. O nível de base local, representado genericamente por um afloramento rochoso mais resistente ao longo de um perfil longitudinal de um canal, exerce temporariamente a mesma função, impedindo a dissecação do relevo em direção à montante. Contudo, não existe um nível de base fixo na natureza, pois até mesmo o nível do mar, considerado por Powell como o nível de base geral, sofre variações devido às oscilações eustáticas.

Gilbert (1877) destacou a importância dos níveis de base locais na evolução da paisagem geomorfológica, visto que estes produzem bacias suspensas, que operam independentemente da rede regional de canais. Deste modo, estas feições controlam os processos de erosão e sedimentação nas bacias fluviais.

Penck (1953) denominou “knickpoints” as rupturas de gradiente de um perfil longitudinal de um canal, controlado pelo substrato geológico. Contudo sua gênese também pode estar associada a mudanças de nível de base numa determinada bacia de drenagem podendo, inclusive, ter uma litologia homogênea. Neste caso, verifica-se o processo de migração de “knickpoints” à remontante, fato este também destacado por Leopold et al. (1964) e, mais recentemente, por modelistas, tais como Holland & Pickup (1976) e Gardner (1983).

Davis (1902) aplicou o conceito de equilíbrio aos perfis longitudinais dos canais por meio da denominação “graded stream”. A partir do instante em que ocorre alguma variação do nível de base, as condições de equilíbrio são alteradas e o vale sofre processos de agradação ou degradação.

Os primeiros estudos que realizaram mensurações, de forma exaustiva, para comprovar especificamente o controle estrutural do substrato geológico na produção de feições residuais ao longo dos canais fluviais, foram os de Dolan *et al.* (1978). Estes autores, analisando sistematicamente as corredeiras e as variações de profundidade ao longo do rio Colorado (“rapids and pools”), concluem que estas feições ocorrem, em sua maioria, em estreitas seções do vale, com elevado gradiente, quando o canal cruza uma linha de falhamento ou fraturamento do substrato geológico. Apesar de o mecanismo primário de formação das corredeiras estar diretamente associado à contribuição de grandes blocos provenientes de tributários com elevado gradiente, e que ficam depositados no rio Colorado, estes vales tributários também estão claramente orientados por alinhamentos estruturais.

Estudos recentes avançaram no entendimento da formação de “knickpoints” demonstrando, de forma sistemática, o controle exercido por feições lito-estruturais do substrato geológico na formação e na morfologia de níveis de base locais, por meio de um substrato anisotrópico, mas principalmente através da foliação/ bandamento composicional da rocha e de “sets” de fraturas (Miller, 1991; Eirado Silva *et al.*, 1993).

Miller (1991) analisa a gênese dos “knickpoints” num substrato composto por rochas sedimentares bastante estratificadas. Partindo do pressuposto de que alguns estratos são mais resistentes à incisão fluvial do que outros, o autor mensurou, em campo, o desnivelamento das faces verticais dos “knickpoints”, correspondente à espessura do estrato mais resistente, geralmente arenitos, ou mesmo, folhelhos e calcáreos capeados por arenitos formando, assim, uma queda ou vários degraus. Geralmente, estas faces verticais estão orientadas por planos de fraturamento. A distribuição de “knickpoints” está, portanto, intimamente associada à frequência de fraturamentos, à estratificação litológica e à relações entre o mergulho das camadas sedimentares e a direção do canal.

Sob domínio de rochas metamórficas do Médio Vale do rio Paraíba do Sul, Eirado Silva *et al.* (1993) também salientam a influência da foliação/ bandamento da rocha e dos “sets” de fraturamentos na gênese dos “knickpoints”. Todavia, o papel da fratura não está na orientação da parede do “knickpoint”, mas na orientação do canal:

“As fraturas que cortam verticalmente o substrato geológico em vários “sets”, condicionam a trajetória do fluxo d’água canalizada, produzindo na morfologia do canal, desvios de até 90°. Por exemplo, mudanças na direção de segmentos de canal que formam cotovelos de cerca de 90° ; são decorrentes da interceptação de um canal de “strike” por um “set” de fraturamento, desviando-o para um canal de “dip” ou de anti-dip, e vice-versa. Neste trecho, é frequente a ocorrência de “knickpoints”.

Alexandrowicz (1994), calcado na mensuração em campo de 40 “knickpoints” localizados num substrato de rochas sedimentares dos Cárpatos poloneses, propõe uma tipologia de “knickpoints” de acordo com as seguintes variações: a lito-estratigrafia, a posição do mergulho das camadas em relação à orientação do canal e o padrão de fraturamentos.

Wohl & Grodek (1994), por sua vez, enfatizam a importância do gradiente do canal no desnivelamento e na distribuição de “knickpoints” em canais efêmeros do deserto de Negev em Israel. Wohl *et al.* (1994) também associam a gênese de “knickpoints” a linhas de descontinuidade do substrato geológico, tais como fraturas e falhas. Contudo, uma vez formados, os “knickpoints” tendem a migrar à remontante até desaparecerem do perfil longitudinal do canal.

Analisando o problema da incisão fluvial na rocha, Seidl & Dietrich (1992) documentam que diversos “knickpoints” são formados na junção de tributários com o canal principal, por este possuir maior competência para rebaixar o seu próprio leito pelo processo de abrasão (Gilbert, 1877). Desta forma, o processo de rebaixamento do nível de base numa bacia fluvial ocorre, inicialmente, no canal-tronco e, depois, expande-se para seus tributários através da propagação à remontante dos “knickpoints”.

Baseados em mensurações nos perfis longitudinais de canais no Haváí, Seidl *et al.* (1994) reforçam a tese de que as variações de nível de base de uma determinada bacia fluvial produzem níveis locais e temporários, que propagam-se à remontante e que consistem num dos principais mecanismos de incisão fluvial na rocha. Estes autores não ressaltam influências de feições lito-estruturais na formação de níveis de base locais, pois suas mensurações foram realizadas em substrato homogêneo (basalto).

5.2.3) RESULTADOS E DISCUSSÃO:

Os resultados demonstram que os “knickpoints”, pelo menos na região de Bananal, constituem-se em feições geomorfológicas resultantes basicamente da anisotropia composicional e estrutural do substrato geológico. Estas feições do substrato geológico produzem, ao longo do processo de incisão fluvial e de desenvolvimento dos vales, variações locais do nível de base regional, independentemente da atuação das mudanças climáticas ou de movimentos tectônicos.

Alguns autores divergem desta afirmativa e destacam os movimentos neo-tectônicos como agentes fundamentais para a compreensão do desenvolvimento da paisagem geomorfológica do Médio Vale do rio Paraíba do Sul (Hees *et al.*, 1993). Ainda não foram apresentados argumentos ou mesmo evidências de campo contundentes que atestem a influência da neo-tectônica sobre o modelado recente das formas de relevo.

De acordo com a amostragem realizada, obtivemos resultados que podem ser observados na Figura 7 a partir de mensurações que abarcam desde pequenos “knickpoints” de 1,5m a 5,0m de altura (19% do total amostrado), associados a pequenos degraus e suaves corredeiras, até grandes cachoeiras de 30,0m a 50,0m de altura (22% do total amostrado).

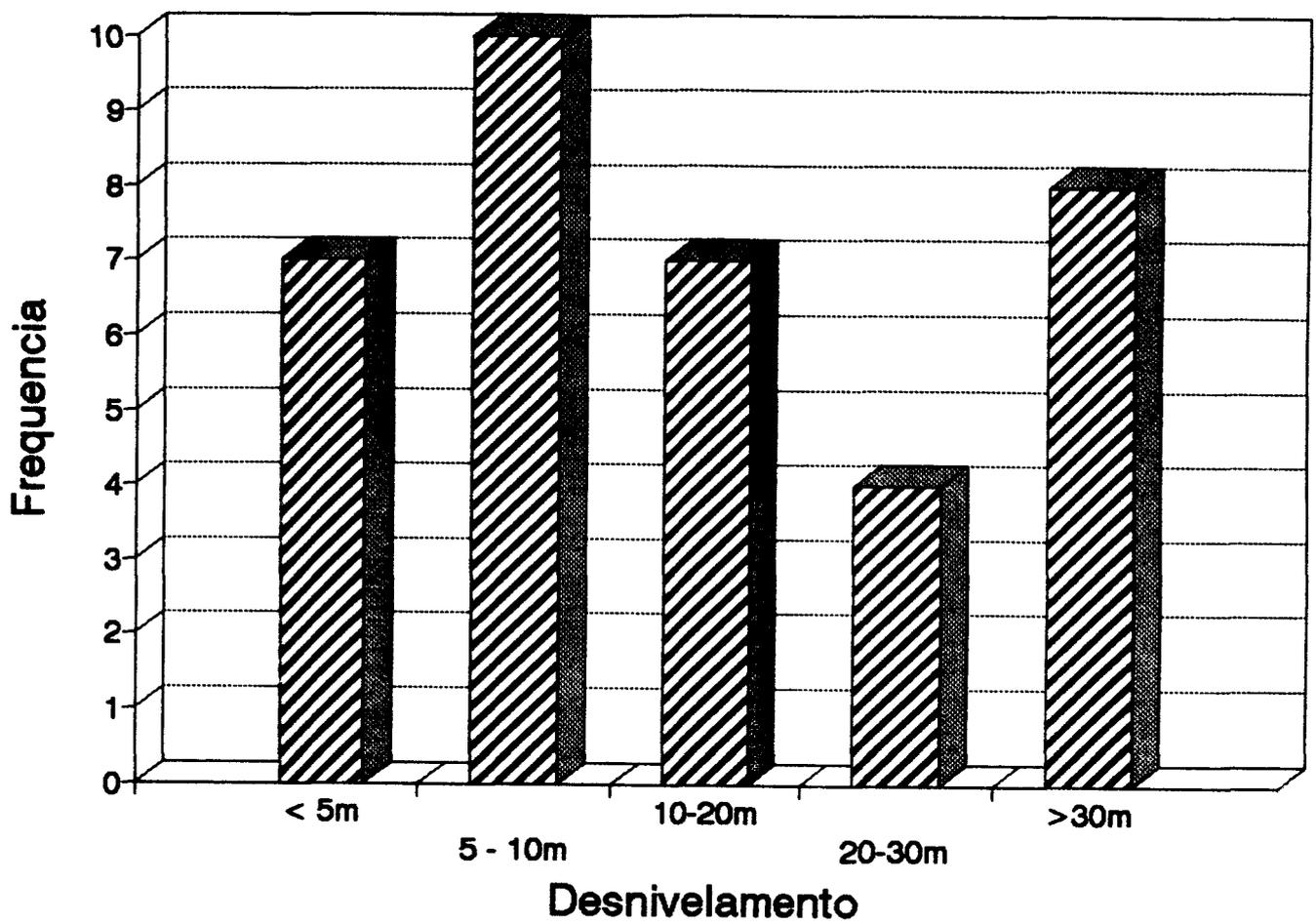


Figura 7: Histograma de classes de altura dos níveis de base locais.

Com base na análise da Figura 8, pode-se observar que os “knickpoints” mensurados encontram-se distribuídos por todas as unidades litológicas mapeadas na bacia em estudo, com exceção do Granitóide Serra da Bocaina, que praticamente não aflora no compartimento colinoso.

Nas Unidades metassedimentares Três Barras, São João e Beleza e no Granitóide Turvo, que reunidas ocupam a maior parte da área estudada (81% do total), ocorrem cerca de 53% dos “knickpoints” amostrados, distribuídos proporcionalmente em cada unidade. Já os Granitóides Campinho e Resgate, que produzem na paisagem uma morfologia de encostas mais escarpadas e apresentam, localmente, compartimentos topográficos mais elevados, contribuem com cerca de 37% dos “knickpoints” amostrados. Contudo, somados, ocupam apenas 13% da área abordada. Sendo assim, estes dois litotipos, que consistem em rochas granitóides homogêneas, aparentemente mais resistentes ao intemperismo e à incisão fluvial, possuem uma maior densidade de “knickpoints” por unidade de área (0,18 a 0,28 casos/km²), quando comparado com as outras unidades litológicas (0,04 a 0,12 casos/km²), conforme demonstra a Figura 8.

Localmente, diques de diabásio, níveis de leucogranito e de anfibolito também produzem níveis de base locais quando interceptam os canais fluviais, pois caracterizam-se por litologias isotrópicas e mais resistentes do que o conjunto litológico da região. Contudo, como estes litotipos afloram em superfície como corpos lineares, alongados ou lenticulares, não possuem representatividade espacial, o que torna, portanto, inviável o cálculo de densidade de “knickpoints” para estes litotipos. Para o Granitóide Taquaral, também não foi calculada a densidade de “knickpoints”, devido ao fato de que esta litologia praticamente não aflora em nossa área de estudo.

A análise estatística dos dados coletados em campo revela uma íntima relação dos “knickpoints” com os elementos estruturais do substrato geológico, corroborando estudos anteriores (Miller, 1991; Eirado Silva *et al.*, 1993; Alexandrowicz, 1994).

A foliação principal possui direção SW-NE, com mergulho, preferencialmente, para NW e, secundariamente, para SE. Estes mergulhos para SE começam a tornar-se mais frequentes à medida em que nos aproximamos da Megassinforma do Paraíba do Sul, importante feição estrutural descrita anteriormente (Figura 9).

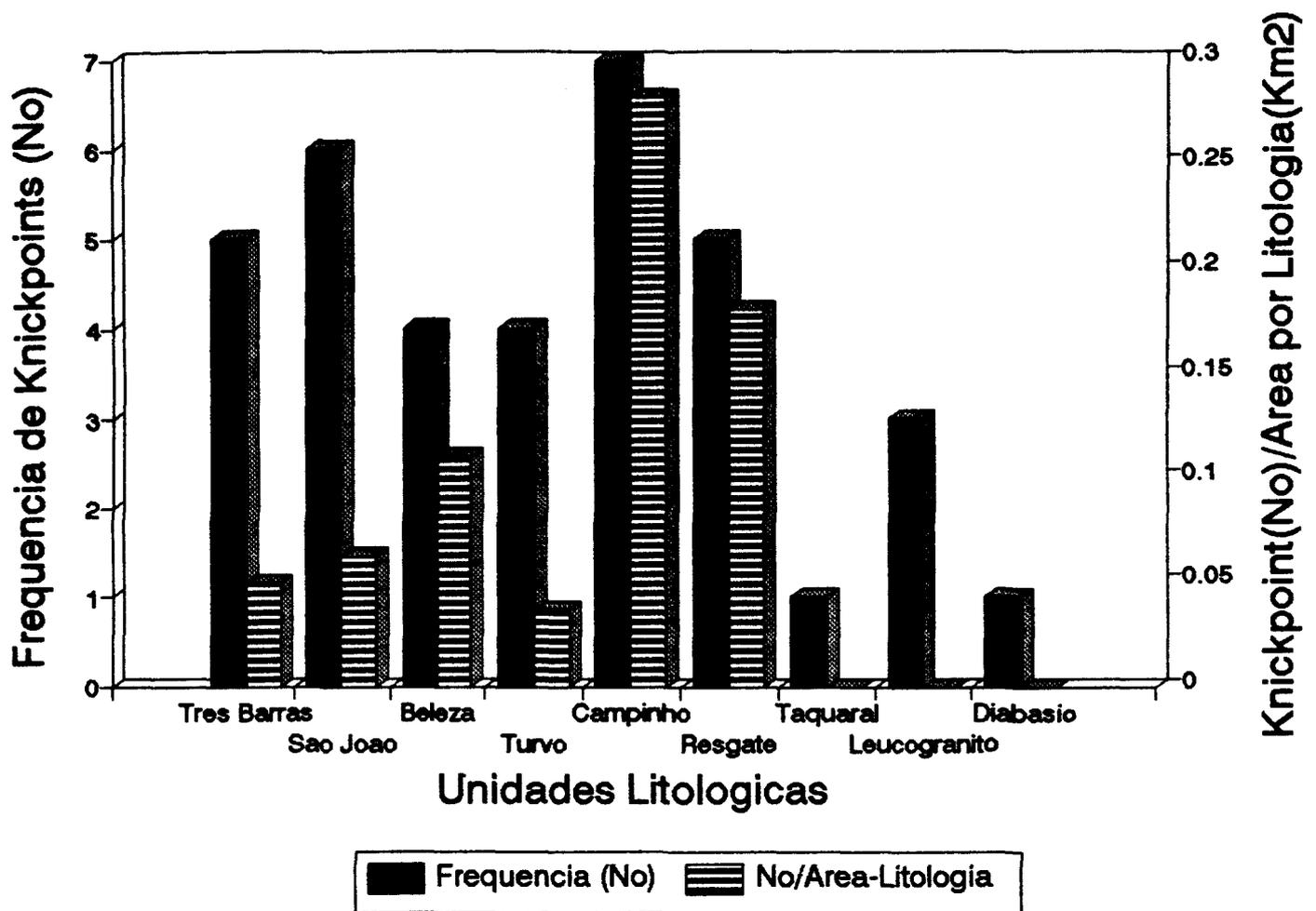


Figura 8: Histograma de frequência e densidade dos níveis de base locais por unidade litológica.

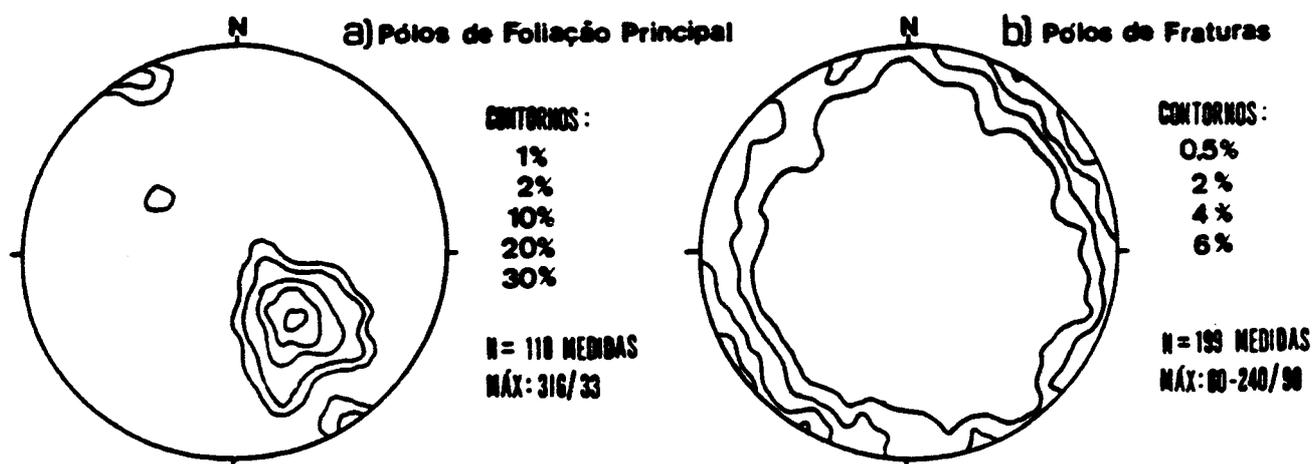


Figura 9: Estereogramas (rede equi-área, Hemisfério Inferior).

a) Pólos de foliação principal (S2).

b) Pólos de fraturas.

In: Eirado Silva *et al.* (1993).

Com base no montante de orientações de segmentos de canal, mensuradas em campo (perfazendo um total de 48 medições), verifica-se que os segmentos de canal em análise estão, em sua maioria, orientados tanto pela foliação principal do substrato geológico quanto pelas fraturas.

O controle dos “knickpoints”, segundo a foliação/bandamento principal, foi registrado em 67% dos casos amostrados, sendo 36% encaixados no “dip”, 12% no “anti-dip” e 19% no “strike”, este último representando um importante plano de descontinuidade da litologia (Figura 10).

Contudo, foi a rede de fraturamentos que se destacou como o elemento estrutural mais efetivo no controle dos “knickpoints”, visto que 81% dos segmentos de canal estão

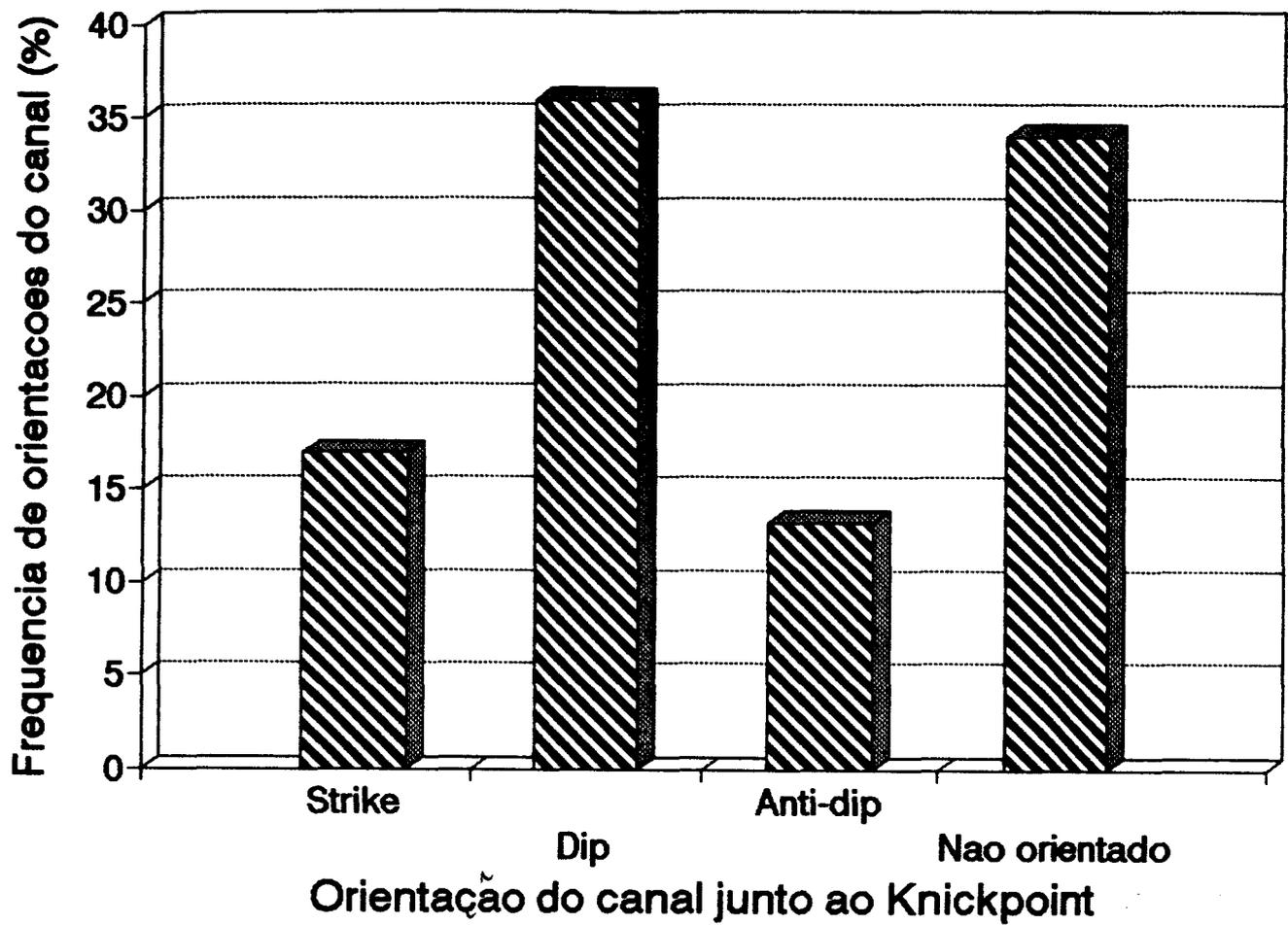


Figura 10: Histograma de orientação dos níveis de base locais, em relação à foliação principal do substrato geológico.

orientados paralelamente aos principais “sets” de fraturamento (Figura 11). Dentre os “knickpoints” orientados, o “set” 1 de fraturas, que corresponde ao conjunto principal, paralelo ao “dip”/ “anti-dip” das camadas, orienta 48% destas feições. O “set” 2 de fraturas, paralelo ao “strike” das camadas, controla 22%. O “set” 3, oblíquo à foliação, orienta 16%, enquanto que outros “sets” subordinados controlam 14% dos segmentos. (Figura 11). Ao contrário de Miller (1991), que ressaltou o controle das fraturas na produção das paredes íngremes dos “knickpoints”, o presente estudo demonstra que estas descontinuidades estruturais da rocha controlam intensamente a orientação da expansão à remontante da rede de canais, visto que estas feições podem promover a concentração dos fluxos de escoamento em subsuperfície, ou mesmo na rocha, catalizando os processos da expansão da rede de canais.

Interseções de “sets” de fraturas podem acarretar desvios ortogonais do canal, à medida em que este recua à remontante. Situações onde o canal que corria no “strike”, passa a correr no “dip” ou no “anti-dip” das camadas geológicas, constituem nas ocorrências mais didáticas dos “knickpoints”, conforme observado diversas vezes em campo. A ocorrência dos “knickpoints” nos desvios ortogonais dos canais é decorrente da alteração da condição de resistência da rocha em relação ao fluxo canalizado, promovida pela mudança da orientação do canal em relação à foliação.

Analisando o gráfico da Figura 12, que relaciona a orientação do segmento do canal em relação à foliação com o desnivelamento e o gradiente do “knickpoint”, verifica-se que os “knickpoints” orientados no “strike” das camadas geológicas possuem, geralmente, pequeno desnivelamento e baixo gradiente, apresentando-se como pequenos e suaves degraus ou corredeiras. Os “knickpoints” orientados no “dip” ou “anti-dip” das camadas geológicas, por sua vez, possuem, geralmente, expressivos desnivelamentos, com elevado gradiente, apresentando-se como cachoeiras. Estes resultados aproximam-se da classificação tipológica sugerida por Alexandrowicz. Esta autora agrupa os níveis de base locais em tipos, de acordo com - dentre outros parâmetros- a orientação do segmento do canal em relação à foliação.

Dentre os fatores que podem interferir na formação dos níveis de base locais, podemos ainda destacar, hipoteticamente, o caráter descontínuo da rede de fraturamentos: à medida em que o canal evoluísse à remontante, guiado por uma fratura, o sistema de

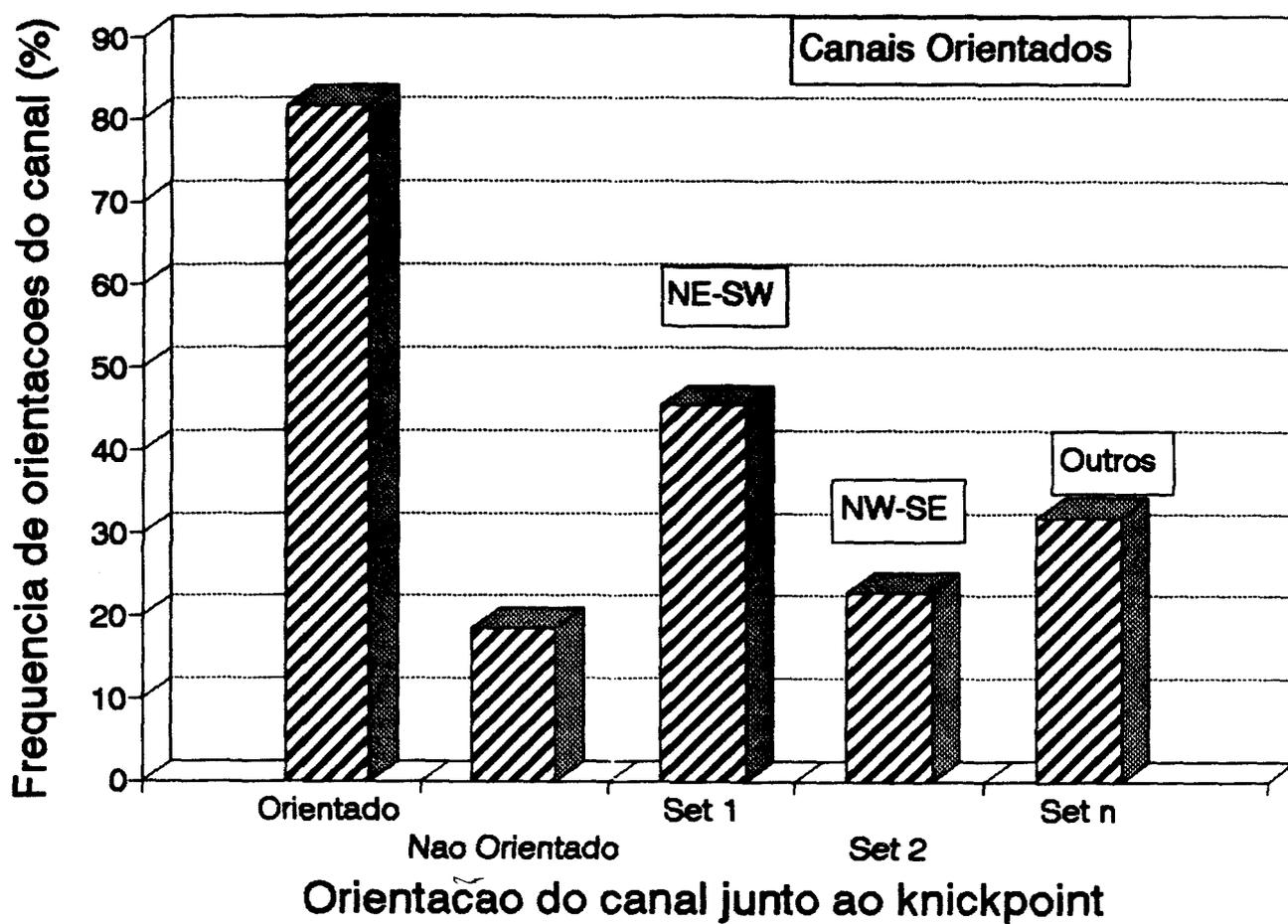


Figura 11: Histograma de orientação dos níveis de base locais, em relação aos principais "sets" de fraturamentos.

drenagem propagar-se-ia por uma descontinuidade hidrológica, sob uma condição de menor resistência do substrato geológico. A partir do ponto em que a fratura deixa de existir, o canal, em seu processo de avanço à remontante, encontraria uma condição de abrupto aumento da resistência do material à incisão fluvial. Neste ponto, seria possível a ocorrência de “knickpoints”. Algumas observações de campo levantaram esta hipótese, todavia, ainda não foram realizadas medições sistemáticas de campo necessitando, portanto, de posteriores etapas de investigação.

A sucessão de cabeças de “knickpoints” num mesmo canal, o que poderia evidenciar períodos de reativação tectônica, não foi identificada na bacia em análise. Ao contrário, as condições de campo reforçam a idéia de que os níveis de base locais, neste trecho do Médio Vale do rio Paraíba do Sul, foram gerados por características pontualizadas das feições lito-estruturais do substrato geológico.

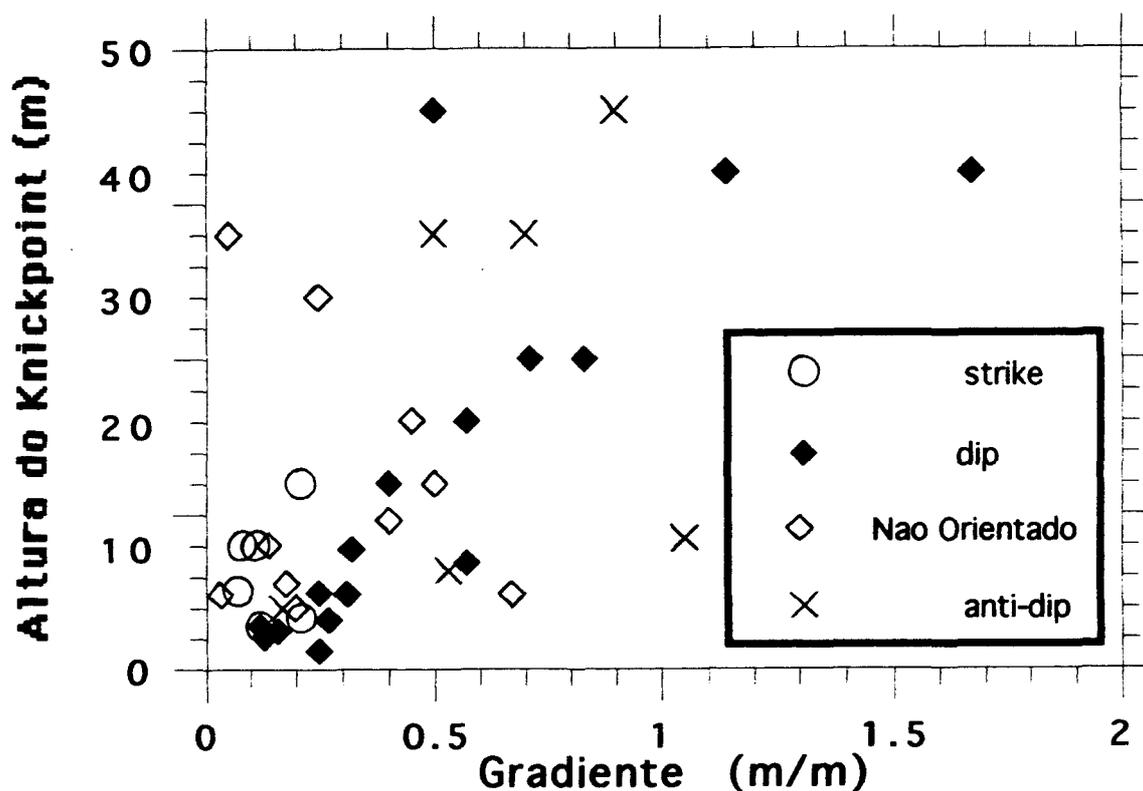


Figura 12: Gráfico que relaciona o desnivelamento e o gradiente do nível de base local com a orientação do segmento do segmento do canal, em relação à foliação principal.

Em síntese, os resultados demonstram que a litologia não consiste na única condicionante efetiva na produção dos “knickpoints”, visto que as feições estruturais (foliação e fraturas) exercem um controle bastante significativo. Esta análise corrobora com as conclusões de Miller (1991), que destaca que os “knickpoints” são formados quando a orientação do canal muda em relação à foliação/bandamento, em substrato fraturado.

Entretanto, a proposta de Seidl & Dietrich (1992) não pode ser descartada pois, em diversos casos na área estudada, observou-se que estas feições localizam-se, por vezes, distantes do contato litológico entre rochas com resistência diferencial ao processo de incisão fluvial, sugerindo, portanto, uma condição de migração à remontante da cabeça do “knickpoint”.

Da mesma forma que os níveis de base locais controlam efetivamente a morfologia dos fundos de vales nas bacias fluviais, estas feições, principalmente as que produzem os maiores desnivelamentos na paisagem, acarretam na ocorrência de compartimentos topográficos deprimidos (com amplitude de relevo inferior a 120m), justamente à montante dos maiores níveis de base locais na região (Figuras 4 e 13).

De acordo com a Figura 13, a bacia do rio do Salto demonstra uma nítida influência de três “knickpoints” na localização dos compartimentos topográficos, dentro da bacia em questão. Estes três “knickpoints” ocorrem, sucessivamente, no médio-baixo curso do rio do Salto, produzindo um desnivelamento total superior a 60 metros. Deste modo, o vale suspenso apresenta amplitudes de relevo da ordem de 80-150m, enquanto que, à jusante dos “knickpoints”, são registradas amplitudes de relevo superiores a 200 metros.

Este contraste estende-se também à morfologia dos vales, na qual as bacias suspensas apresentam uma sedimentação fluvial espalhada pelos fundos de vales, com baixos gradientes de encostas, enquanto que as porções das bacias, ajustadas ao nível de base regional, apresentam vales estreitos, com pouca sedimentação fluvial e íngremes gradientes de encostas.

Este modelo, visualizado na bacia do rio do Salto, pode também ser nitidamente observado em outras bacias estudadas como, por exemplo, as bacias dos rios da Bocaina, da Carioca, do Córrego do Cafundó e do Córrego Soledade, dentre outros.

Os níveis de base locais atuam, marcadamente, na produção de um padrão de sedimentação fluvial espacialmente diferencial, que interfere, inclusive, na morfologia dos

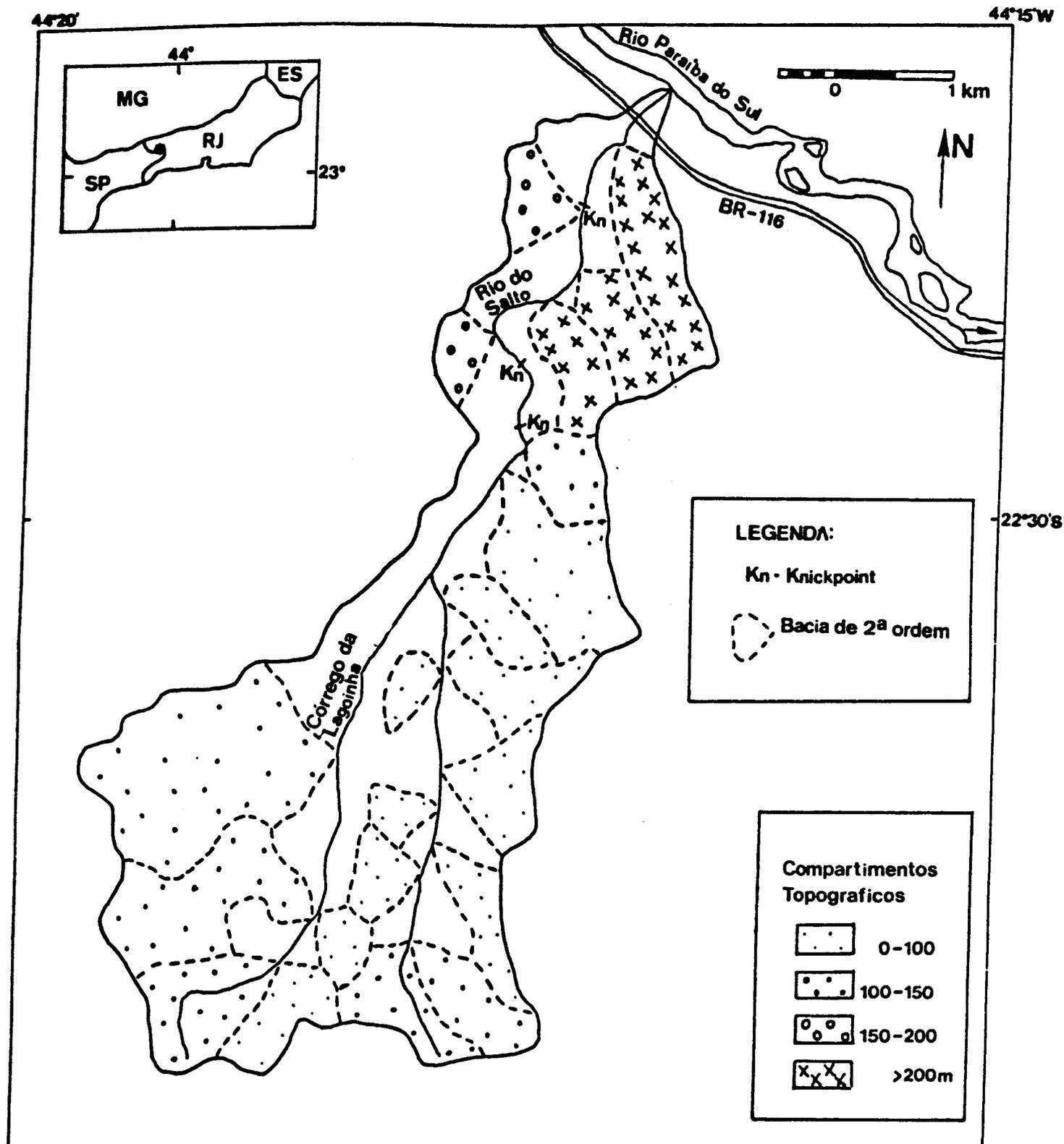


Figura 13: Mapa de localização dos "knickpoints" e de compartimentação topográfica da bacia do rio do Salto.

vales. À jusante destas feições, o vale apresenta-se estreito e encaixado, com espessa sedimentação ou, às vezes, não apresenta sedimentação fluvial. À montante dos "knickpoints", o vale torna-se amplo e espraiado, onde os sedimentos fluviais interdigitam-se com leques alúvio-coluviais, provenientes de encostas com suaves gradientes, configurando-se numa paisagem tipicamente afogada.

Muitas vezes, estes vales suspensos localizam-se em compartimentos topográficos deprimidos, onde os canais e as vertentes são caracterizados por baixos gradientes, o que contribui ainda mais para a dinâmica de estocagem de sedimentos.

5.3) "KNICKPOINTS" E ESTOCAGEM DIFERENCIAL DE SEDIMENTOS EM BACIAS FLUVIAIS:

5.3.1) O ESTADO DA ARTE:

Nos últimos anos, diversos trabalhos têm enfatizado, de forma sistemática, o controle exercido pelo substrato geológico e pelas variações do nível de base regional, na formação dos níveis de base locais e em sua migração à remontante, em direção às cabeceiras de drenagem. Estes estudos, já abordados no tópico anterior focalizavam, principalmente, a influência dos elementos estruturais do substrato rochoso e a atuação de variáveis intrínsecas das bacias fluviais (área; gradiente; confluência de tributários; etc.) nos processos de incisão fluvial na rocha, que ocorrem de forma diferenciada, produzindo rupturas de gradiente ao longo do perfil longitudinal dos canais e que, conseqüentemente, também interferem no desenvolvimento da rede de canais e na dissecação das bacias fluviais.

Entretanto, existem poucos estudos na literatura que focalizam, de forma sistemática, a influência dos níveis de base locais no transporte de sedimentos ao longo da bacia fluvial, produzindo, ou não, seções da bacia mais suscetíveis ao processo de estocagem de sedimentos.

No seu clássico trabalho, Gilbert (1877) introduziu o conceito "ponding" para expressar o processo de formação de lagos e fundos de vales embrejados com baixo gradiente, em bacias fluviais à montante de rupturas de gradiente nos canais. Estas feições, produzidas por eventos tectônicos acarretaram num cumulativo processo de "represamento" de água e sedimentos. O mesmo autor já destacava que a formação de bacias suspensas à rede regional de canais, à montante destes níveis de base locais ou temporários, acarretava num retardamento do desenvolvimento dessas bacias, em relação ao conjunto dos sistemas de drenagem.

Em áreas onde a paisagem exibia uma marcante influência de processos de sedimentação, Leopold et al. (1964) introduziu o termo "drowned valleys" para descrever o processo de entulhamento dos fundos de vales por agradação fluvial, o que confere - literalmente - à paisagem, um aspecto de "afogamento do relevo".

Leopold & Bull (1979) destacam que a construção de barragens em canais efêmeros do Novo México que, em última análise, consistem em mudanças artificiais no perfil longitudinal do canal, produz um evento de sedimentação logo à montante, demonstrando que as bacias fluviais, não necessariamente, evacuam todo o montante de sedimentos erodidos para fora da bacia, devido a condições locais de retenção. Contudo, este pacote deposicional não se estende muito distante da barragem construída, não afetando, portanto, o conjunto da bacia. Do mesmo modo, os alvéolos analisados à montante dos níveis de base locais, nas bacias em estudo, não se espriam significativamente rio acima, sendo que a dimensão destes alvéolos é controlada pela área e pelo gradiente da bacia suspensa.

Estudos de processos fluviais em áreas montanhosas (Chin, 1989; Wohl & Grodek, 1994) demonstram que os canais que drenam zonas de alto gradiente, caracterizados pela sucessão de degraus ("bed-step streams"), possuem esta morfologia, pois consistem numa forma de dissipar energia, pela sucessão de degraus e piscinas ("steps and pools"). Chin (1989) ressalta que estas "piscinas" possuem grande importância, não somente na desaceleração do fluxo turbulento, como também na retenção e estocagem de sedimentos em canais que drenam altos cursos fluviais.

Com base em mensurações de canais efêmeros em Israel, Wohl *et al.* (1994) afirmam que as confluências de tributários com o canal principal constituem-se de zonas propícias à acumulação de sedimentos, enquanto que as seções confinadas do canal ("canyons"), caracterizam-se pelo transporte de sedimentos à jusante, devido à maior competência do canal.

5.3.2) RESULTADOS E DISCUSSÃO:

Com base em observações de campo e aero-fotogrametria, constata-se que os "knickpoints" que produzem pequenos desnivelamentos nos sistemas fluviais, geralmente inferiores a 10m, não acarretam numa significativa estocagem de sedimentos à montante, e a morfologia da bacia suspensa, praticamente não difere do conjunto dos sistemas fluviais. Por sua vez, "knickpoints" com mais de 10m de desnivelamento produzem, com maior ou menor magnitude, uma expressiva estocagem de sedimentos à montante em bacias suspensas com baixos gradientes dos canais e das encostas, localizados, muitas vezes, em compartimentos topográficos deprimidos.

Conforme pode-se observar na Figura 14, a súbita elevação de nível de base, nos vales fluviais, acarretada pela ocorrência de "knickpoints" produzem, nos fundos de vales, uma mudança radical do padrão de sedimentação, como pode ser visto em planta, num trecho extremamente afogado da bacia do rio Piracema, próximo à Fazenda Campinho.

Pela análise das seções transversais aos fundos de vales, pode-se notar que o perfil 1, à juzante de dois níveis de base locais, caracteriza-se por espessos depósitos de terraços fluviais (aproximadamente 20 m de espessura), embutidos num vale relativamente estreito e encaixado. Já o perfil 3, à montante dos dois níveis de base locais mencionados anteriormente, apresenta um padrão de sedimentação menos espesso (menos de 10 m de espessura no rio Manso) e mais espreado chegando, inclusive, a promover a coalescência dos fundos de vales dos rios Manso e Piracema. Note que, no perfil 3, o nível de base do rio Piracema não sofreu influência dos níveis de base locais mencionados estando, assim, ajustado ao nível de base do perfil 1 e apresenta depósitos fluviais com espessuras superiores a 17 metros.

Desta forma, pode-se identificar, no perfil longitudinal A-B, localizado num trecho do rio Manso, um contínuo decréscimo da espessura dos depósitos fluviais, sendo compensado por um maior espreado destes ao longo dos fundos de vales, conforme visto em planta. A influência dos níveis de base locais no padrão de sedimentação e na morfologia dos fundos de vales já foi abordada anteriormente por Dantas & Coelho Netto, 1991 e Dantas *et al.*, 1994.

As Tabelas 3 e 4 demonstram os resultados, obtidos a partir do cálculo e/ou mensuração de parâmetros geológicos e morfométricos, a partir das 15 bacias suspensas em análise.

Primeiramente, as bacias suspensas, situadas próximas ao compartimento montanhoso possuem, comparativamente, maiores gradientes e uma menor estocagem de sedimentos, com relação às bacias suspensas situadas no compartimento colinoso. Por esta razão, estas duas classes foram analisadas separadamente pelas tabelas, comprovando um controle da fisiografia na estocagem de sedimentos nas bacias fluviais, conforme já esperado.

Dentre os 15 "knickpoints" amostrados, 11 deles são constituídos de rochas granitóides que são, aparentemente, unidades litológicas mais resistentes à incisão fluvial, propiciando a geração de vales suspensos, fato destacado anteriormente por Eirado Silva *et al.* (1993). Por sua vez, analisando a litologia dos vales suspensos por estes "knickpoints", observa-se que 9 deles são

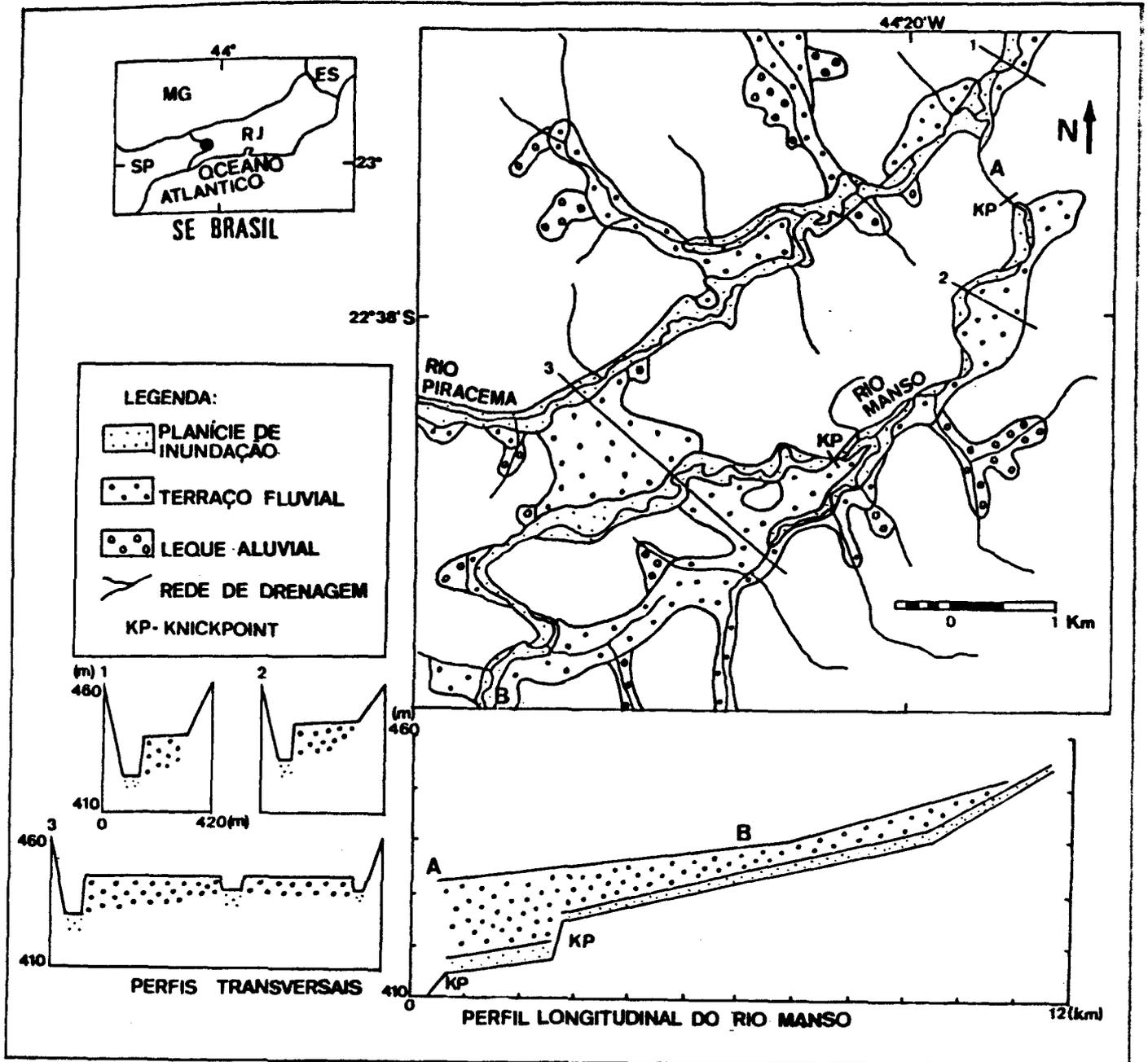


Figura 14: Relações entre "knickpoints", morfologia dos vales e espessuras dos depósitos sedimentares (in: Dantas *et al.*, 1994)

constituídos, predominantemente, de unidades de rochas metassedimentares, podendo representar um conjunto menos resistente ao intemperismo químico, comparando-se com a maior parte das rochas granitóides.

Selecionando alguns exemplos tomados das Tabelas 3 e 4, os vales suspensos dos rios da Bocaina e da Carioca, associam grandes desnivelamentos (45m e 25m, respectivamente), com baixíssimos gradientes (0,00635m/m e 0,00373m/m, respectivamente), com extensas bacias de drenagem (25,56 km² e 30,81 km², respectivamente), e com grandes volumes de sedimentos depositados nos seus fundos de vales (5.486.972.000 m³ e 5.145.336 m³, respectivamente).

Por outro lado, o Córrego Soledade apresenta o maior valor na relação entre o volume de sedimentos estocados pela área da bacia suspensa (Ss/Au), acima de 320 m³/km² x 10³, ou 320.000m³ /km², demonstrando uma estocagem de sedimentos comparativamente superior à das bacias dos rios da Bocaina e da Carioca. Apesar de sua reduzida área de drenagem, este pequeno vale suspenso é o que, proporcionalmente, estoca mais sedimentos dentre todos os amostrados, resultando numa paisagem afogada de sedimentos, provenientes de leques coalescentes devido, provavelmente, ao grande desnivelamento produzido pelo "knickpoint" (45m) e pelo baixíssimo gradiente do vale suspenso, quando confrontado com o gradiente total do canal (razão Gu/Gt = 0,57).

Um outro exemplo selecionado é o vale suspenso do Alto rio Doce, caracterizado por um reduzido volume de sedimentos estocados (268.000 m³), apesar da altura da seqüência de dois "knickpoints" (50m) associado, provavelmente, à pequena área da bacia de drenagem (5,00 km²) e à proximidade do compartimento montanhoso da Serra da Bocaina, no qual o vale suspenso apresenta um elevado gradiente (0,02857m/m) favorecendo, portanto, a dinâmica de transporte de sedimentos, em detrimento da estocagem destes no fundo de vale suspenso.

A análise das Tabelas 3 e 4 fornece-nos, portanto, uma noção geral da dinâmica de estocagem de sedimentos dentre os vales suspensos selecionados nas bacias dos rios Bananal (RJ/SP) e do Salto (RJ). Contudo, para uma compreensão mais precisa da influência exercida por cada uma das variáveis geológicas e morfométricas no controle da retenção de sedimentos à

TABELA 3: Relações entre a altura do knickpoint (H), a estocagem de sedimentos na bacia suspensa (Ss), a área da bacia suspensa (Au), o gradiente total do canal (Gt), o gradiente do canal à montante do knickpoint (Gu) e a razão entre o gradiente da bacia suspensa e o gradiente total da bacia (Gu/Gt).

Knickpoint	H (m)	Ss (m ³)	Au (km ²)	(Ss/Au) (m ³ /km ²)	Gt (m/m)	Gu (m/m)	Gu/Gt
Compartimento Montanhoso							
Alto rio Doce	50,0	268.600	5,00	53,72	0,03571	0,02857	0,80
Rio da Fortaleza	35,0	97.520	3,73	26,14	0,01170	0,01818	1,55
Afluente do rio Doce	12,0	29.160	1,52	19,18	0,04444	0,03333	0,75
Córrego da Vargem Grande	7,0	1.023.050	13,84	73,92	0,00547	0,01094	2,00
Compartimento Colinoso							
Rio da Bocaina	45,0	5.486.972	25,56	214,67	0,00674	0,00635	0,94
Córrego Soledade	45,0	1.016.590	3,16	321,72	0,02083	0,01184	0,57
Córrego do Cafundó	45,0	663.520	10,10	65,70	0,01046	0,00828	0,79
Córrego Capuava	40,0	136.950	1,11	123,38	0,02243	0,01357	0,60
Córrego Sta. Terezinha	27,0	62.500	0,57	109,65	0,02478	0,016	0,64
Rio da Carioca	25,0	5.145.336	30,81	167,00	0,00464	0,00373	0,80
Alto rio do Salto	20,0	1.664.221	15,76	73,87	0,01241	0,00960	0,77
Córrego Resgate	20,0	144.000	1,79	80,45	0,01467	0,01250	0,85
Rio das Três Barras	18,0	199.044	6,71	29,66	0,01667	0,01538	0,92
Córrego Teimoso	15,0	116.358	2,78	41,86	0,01269	0,01031	0,81
Baixo rio do Salto	6,0	320.000	2,15	146,64	0,00959	0,00526	0,55

Fonte: Mensurações de campo, Aerofotogrametria e Cartas Topográficas.

Tabela 4: Condicionantes litológicos e densidade de feições erosivas na produção de taxas diferenciais na estocagem de sedimentos em bacias suspensas, onde:

Fconcavidades: Número de concavidades por unidade de área em km^2 .

Dconcavidades: Comprimento de eixos de concavidades em m, por unidade de área em km^2 .

(Ss/Au): Razão entre o volume de sedimentos estocados nos fundos de vales das bacias suspensas pela área de suas bacias de drenagem.

Knickpoint	Litologia do Knickpoint	Litologia da Bacia Suspensa	Fconcavidades (N/Au) (km^2)	Dconcavidades (C/Au) (m/km^2)	(Ss/Au) (m^3/km^2)
Compartimento Montanhoso					
Alto rio Doce	Un. Beleza	Un. Beleza (Gnaisses + Xistos)	1,80	300	53,72
Rio da Fortaleza	Un. São João	Un. São João	1,87	343	26,14
Afluente do rio Doce	Un. Campinho	Un. Beleza	1,97	348	19,18
Córrego da Vargem Grande	Un. Turvo	Un. Beleza + Un. São João	1,16	447	73,92
Compartimento Colinoso					
Rio da Bocaina	Un. Resgate	Un. Três Barras + Un. Serra da Bocaina	2,11	883	214,67
Córrego Soledade	Un. Campinho	Un. São João + Un. Três Barras	6,96	2927	321,72
Córrego do Cafundó	Un. Turvo	Un. Turvo	3,36	588	65,70
Córrego Capuava	Un. Turvo	Un. São João	7,21	1513	123,38
Córrego Sta. Terezinha	Un. Beleza	Un. Beleza (Gnaisses + Xistos)	14,06	1860	109,65
Rio da Carioca	Un. Resgate	Un. Três Barras + Un. Serra da Bocaina	1,40	608	167,00
Alto rio do Salto	Un. Taquaral	Un. Turvo	3,80	610	73,87
Córrego Resgate	Un. Resgate	Un. Três Barras + Un. Resgate	3,91	793	80,45
Rio das Três Barras	Un. Três Barras	Un. Três Barras + Un. Turvo	2,08	426	29,66
Córrego Teimoso	Un. Campinho	Un. Beleza + Un. Campinho	3,60	726	41,86
Baixo rio do Salto	Leucogranito	Un. Taquaral	6,51	1988	146,64

Fonte: Mapeamento geológico efetuado por Eirado Silva (inédito), Mensurações de campo, Aerofotogrametria e Cartas Topográficas.

OBS: As unidades litológicas grifadas na tabela consistem no substrato geológico predominante nas bacias de drenagem em estudo.

montante dos níveis de base locais, foi necessário recorrer a gráficos de correlação (Figuras 15 a 21), baseados nos quais podemos atingir resultados mais conclusivos e elucidar a dinâmica, espacialmente não uniforme, da sedimentação em bacias fluviais:

A Figura 15 apresenta um gráfico de correlação entre o volume de sedimentos estocados e a área da bacia suspensa. Como já esperado, este gráfico demonstra uma alta correlação direta ($R^2 = 0,93$) entre estas duas variáveis. Portanto, quanto mais extensa a bacia de drenagem, maior é o volume de sedimentos. Contudo quando analisamos a razão entre essas duas variáveis (Ss/Au), não necessariamente as mais extensas bacias suspensas irão apresentar uma maior estocagem de sedimentos.

Portanto, a área da bacia suspensa é um importante parâmetro para a explicação da dinâmica de estocagem de sedimentos. Todavia, esta variável, individualmente, não explica totalmente esta dinâmica, visto que uma determinada bacia pode estar assentada por um embasamento sob distintas condições lito-estruturais, apresentando situações morfológicas diversas. Desta forma, é necessário o exame de outros parâmetros inerentes às bacias fluviais.

A Figura 16, por sua vez, apresenta um gráfico de correlação entre a razão do volume de sedimentos estocados pela área da bacia suspensa e altura do "knickpoint". Primeiramente, é importante ressaltar que, deste gráfico, não foram incluídos os casos localizados próximo ao compartimento montanhoso. Este gráfico apresenta uma correlação relativamente baixa ($R^2 = 0,63$), numa função linear, demonstrando que este parâmetro não é plenamente correlacionável com a estocagem de sedimentos, visto que alguns "knickpoints" com menor desnivelamento, dentre os amostrados, possuem alvéolos espraiados e uma grande estocagem de sedimentos, devido a outras características da bacia suspensa, que analisaremos a seguir. Evidentemente, o desnivelamento que o "knickpoint" produz, gerando bacias suspensas, tem importância fundamental na dinâmica de retenção de sedimentos, visto que pequenos "knickpoints" (geralmente inferiores a 10m) não interferem na dinâmica de transporte de sedimentos ao longo de toda a bacia fluvial. Contudo, esta importância torna-se relativa, quando procura-se associar a magnitude da sedimentação nessas bacias suspensas, de acordo com o aumento do desnivelamento produzido. Em síntese, o controle exercido por um "knickpoint" de 15m, na estocagem de sedimentos, pode ser superior a de um "knickpoint"

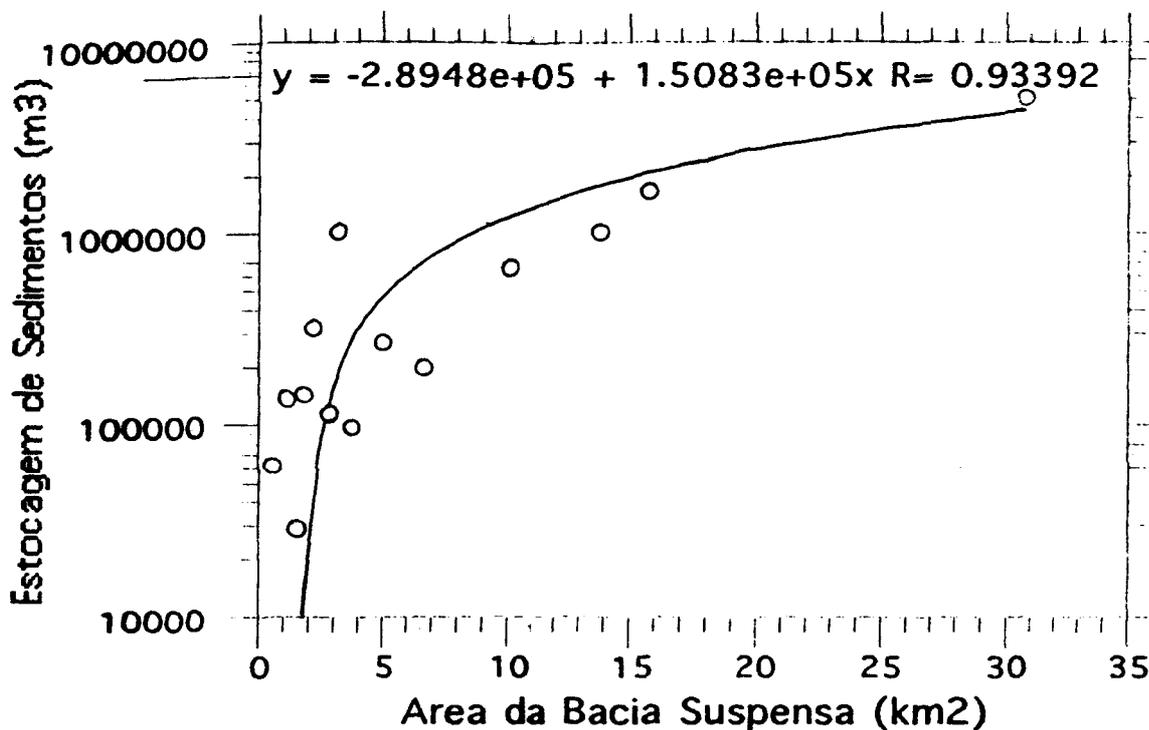


Figura 15: Gráfico de correlação entre o volume de sedimentos estocados (Ss) e a área da bacia suspensa (Au).

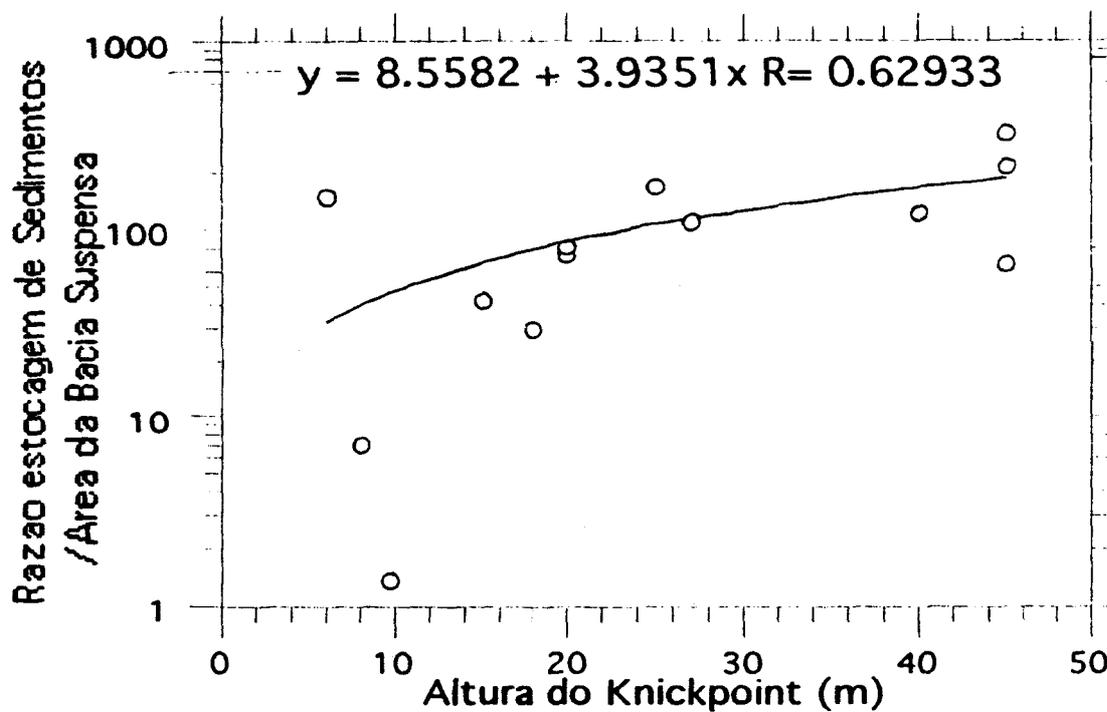


Figura 16: Gráfico de correlação entre a razão do volume de sedimentos estocados pela área da bacia suspensa (Ss/Au) e a altura do "knickpoint" (H).

de 40m, conforme as variáveis geológicas e morfométricas da bacia suspensa.

Já a Figura 17, apresenta um gráfico de correlação entre altura do "knickpoint" e a área da bacia suspensa. Este gráfico demonstra que não existe correlação entre estas duas variáveis ($R^2 = 0,10$), numa função linear reforçando, assim, a hipótese de que os "knickpoints" resultam do processo de incisão vertical diferencial, sob condições locais do substrato geológico, não sofrendo interferência significativa das variações de descarga fluvial no seu rebaixamento, e também, minimizando a atuação do processo de migração à remontante dos "knickpoints", conforme proposto por Penck (1953); Seidl & Dietrich (1992) e Seidl *et al.* (1994). Estes últimos autores trabalharam em pequenas bacias fluviais do Hawaii, sobre um substrato geológico relativamente homogêneo.

Outro parâmetro que merece ser destacado é o gradiente do canal, tanto em sua extensão total, quanto na bacia suspensa, visto que este último é sempre inferior ao gradiente total do canal, auferindo uma condição menos favorável ao transporte fluvial e mais propícia à deposição de sedimentos na bacia suspensa. Contudo, é preciso ressaltar algumas exceções a este caso, dentre elas, situações onde bacias suspensas próximas ao compartimento montanhoso apresenta o gradiente do canal na bacia suspensa maior de que o gradiente total do canal.

A Figura 18 apresenta um gráfico de correlação entre a razão do volume de sedimentos estocados pela área da bacia suspensa e o gradiente da bacia suspensa. Apesar de este gráfico apresentar um baixo índice de correlação ($R^2 = 0,58$) numa função linear, demonstra uma nítida tendência de maior estocagem de sedimentos em bacias com menor gradiente.

Analisando a Figura 19, que apresenta um gráfico de correlação entre a razão do volume de sedimentos estocados pela área da bacia suspensa (Ss/Au) e a razão entre o gradiente total pelo gradiente da bacia suspensa (Gu/Gt), verifica-se uma alta correlação inversa ($R^2 = 0,76$) numa função logarítmica, entre estas duas razões. Desta forma, podemos afirmar que quanto mais suave for o gradiente do vale suspenso em relação ao gradiente total da bacia, mais favorecida será a estocagem de sedimentos.

A Figura 20 apresenta um gráfico de correlação entre a razão do volume de sedimentos estocados pela área da bacia suspensa (Ss/Au) e a frequência de concavidades (n^o de casos/ km^2). Este gráfico apresenta uma correlação direta ($R^2 = 0,79$), numa função exponencial, entre estas duas variáveis, demonstrando que, quanto maior o número de concavidades, maior será a produção e,

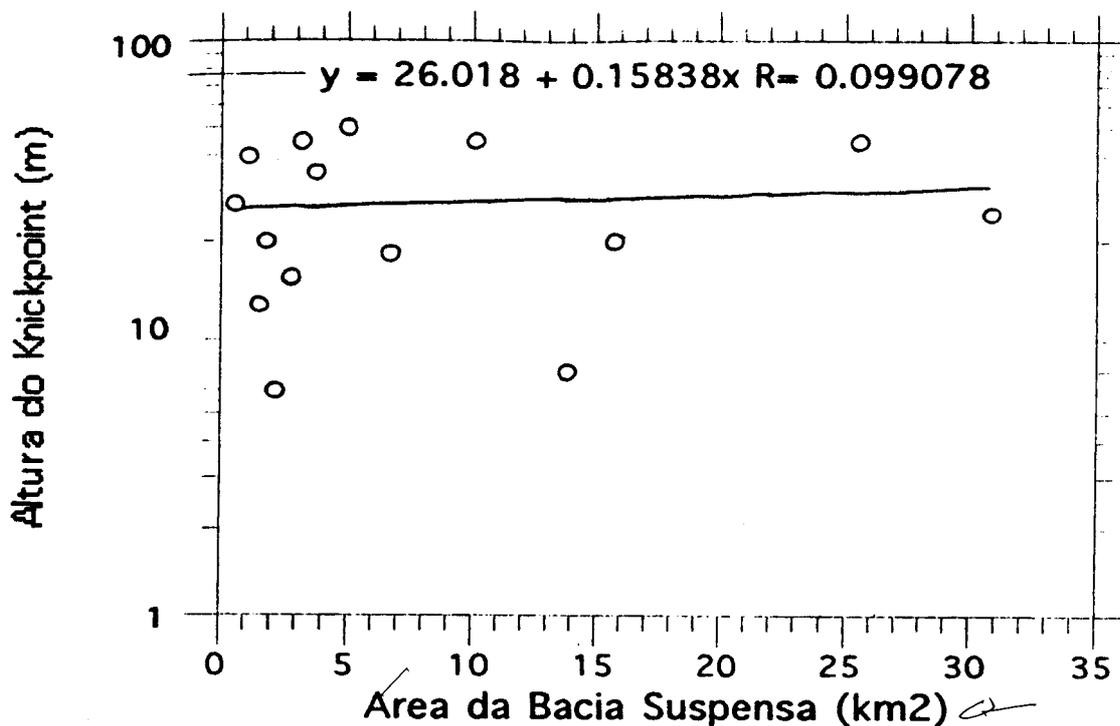


Figura 17: Gráfico de correlação entre a altura do "knickpoint" (H) e a área da bacia uspensa (Au).

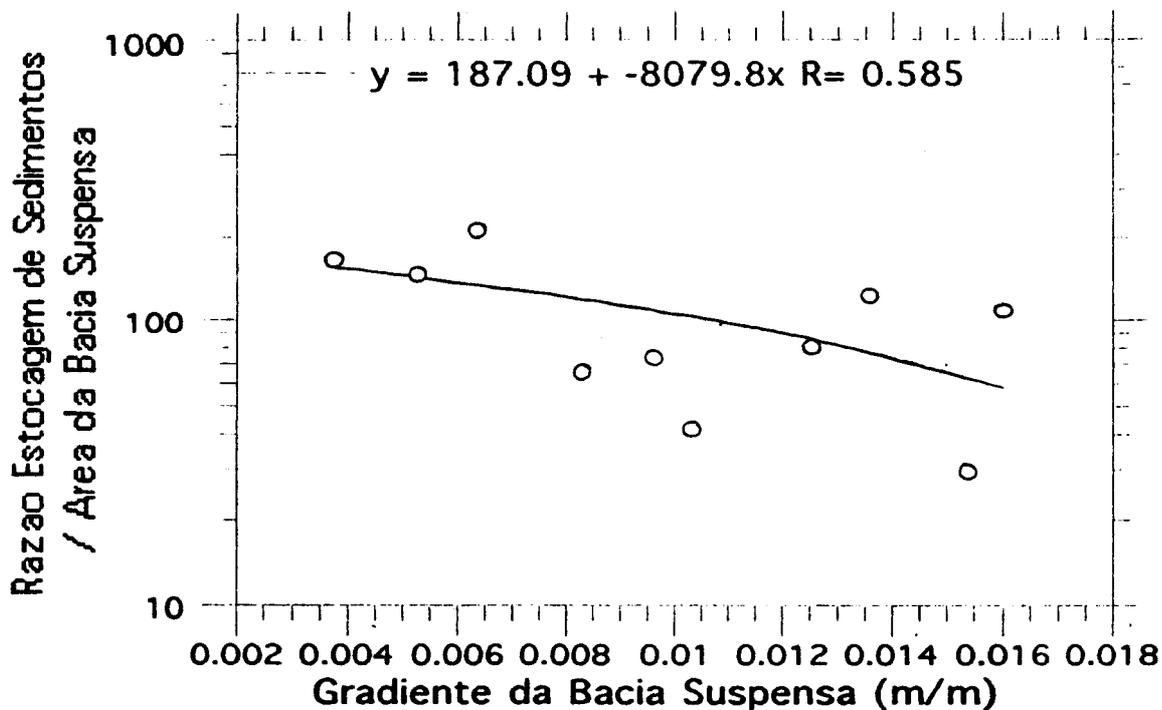


Figura 18: Gráfico de correlação entre a razão do volume de sedimentos estocados pela área a bacia suspensa (Ss/Au) e o gradiente da bacia suspensa (Gu).

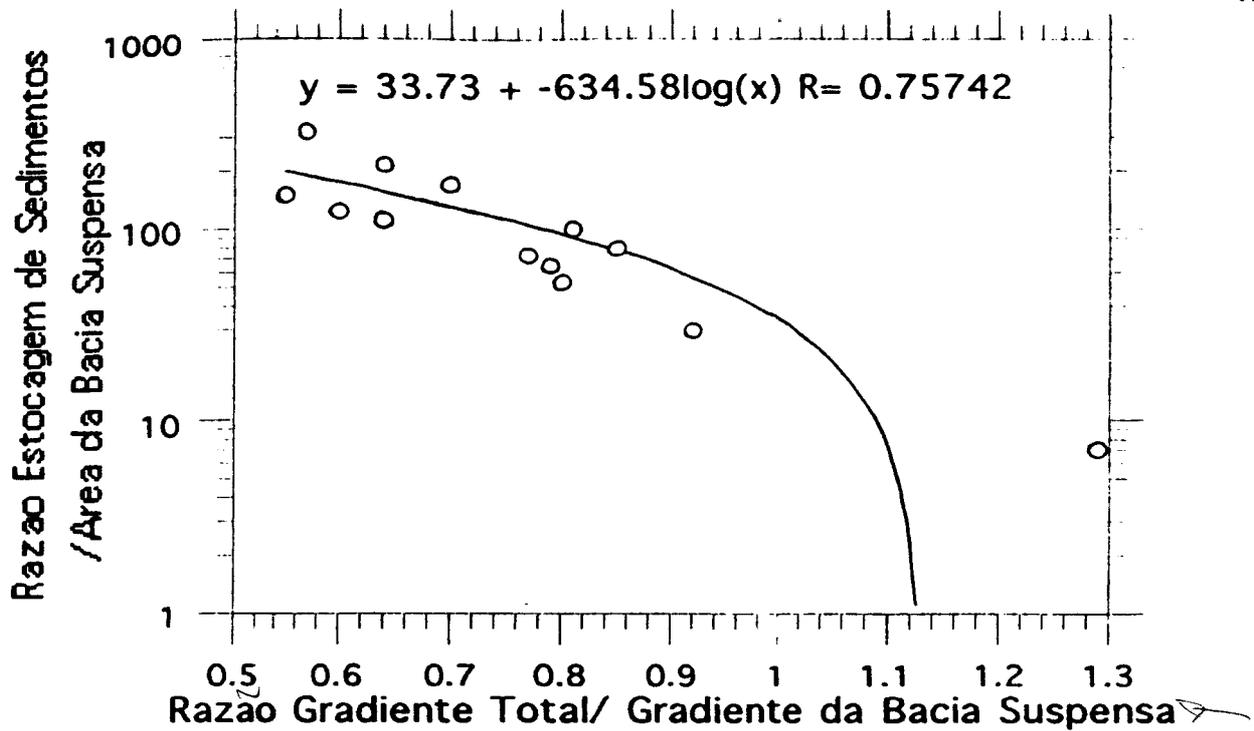


Figura 19: Gráfico de correlação entre a razão do volume de sedimentos estocados pela área da bacia suspensa (Ss/Au) e a razão entre o gradiente da bacia suspensa e o gradiente total (Gu/Gt).

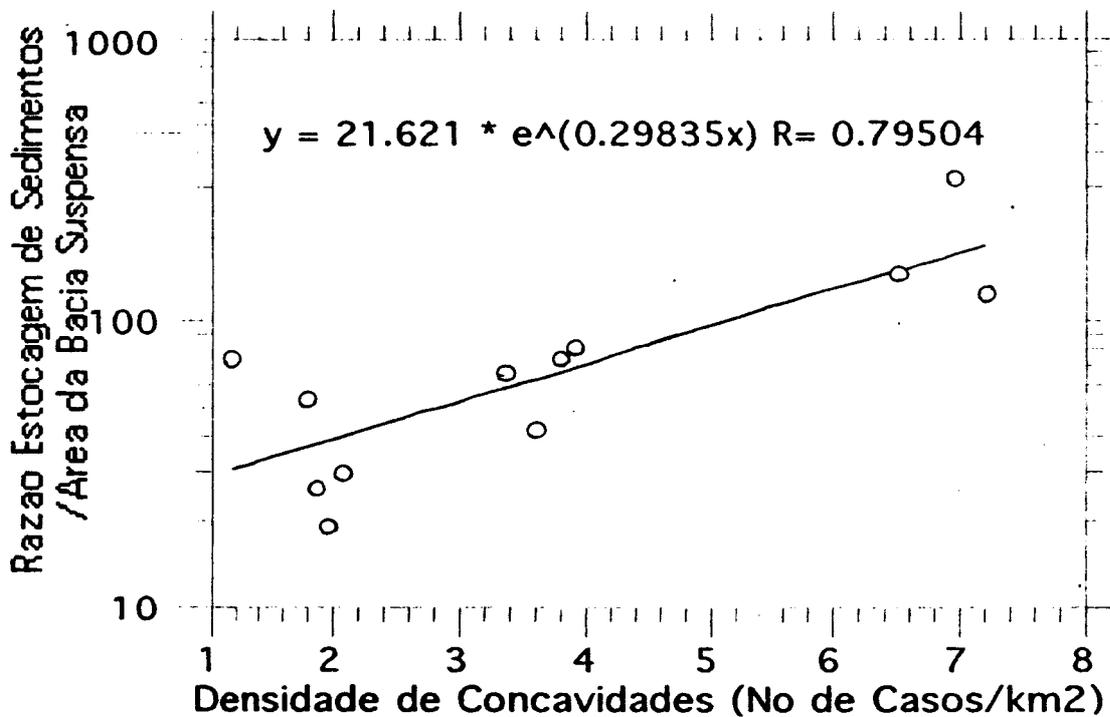


Figura 20: Gráfico de correlação entre a razão do volume de sedimentos estocados pela área da bacia suspensa (Ss/Au) e a densidade de concavidades (Nº de casos/ km²).

conseqüentemente, a estocagem de sedimentos.

Contudo é a Figura 21, a qual apresenta um gráfico de correlação entre a razão do volume de sedimentos estocados pela área da bacia suspensa (S_s/A_u) e a densidade de concavidades (comprimento de eixos (m/km^2), que exprime o parâmetro morfométrico o qual exerce um controle mais marcante na estocagem de sedimentos nessas bacias suspensas em análise. Este gráfico apresenta uma elevada correlação direta entre as duas variáveis ($R^2 = 0,92$) numa função linear. Com base no fato de que as concavidades representam as formas geométricas da paisagem, onde os processos erosivos são mais intensos e seus eixos direcionam a rede atual e a paleo-rede de voçorocamentos, pode-se afirmar que estas formas do relevo, seguramente, forneceram grande parte dos sedimentos atualmente estocados nos fundos de vales. Portanto, quanto maior a densidade de concavidades, maior o volume de sedimentos produzidos e estocados nos vales fluviais (Dantas *et al.*, 1995).

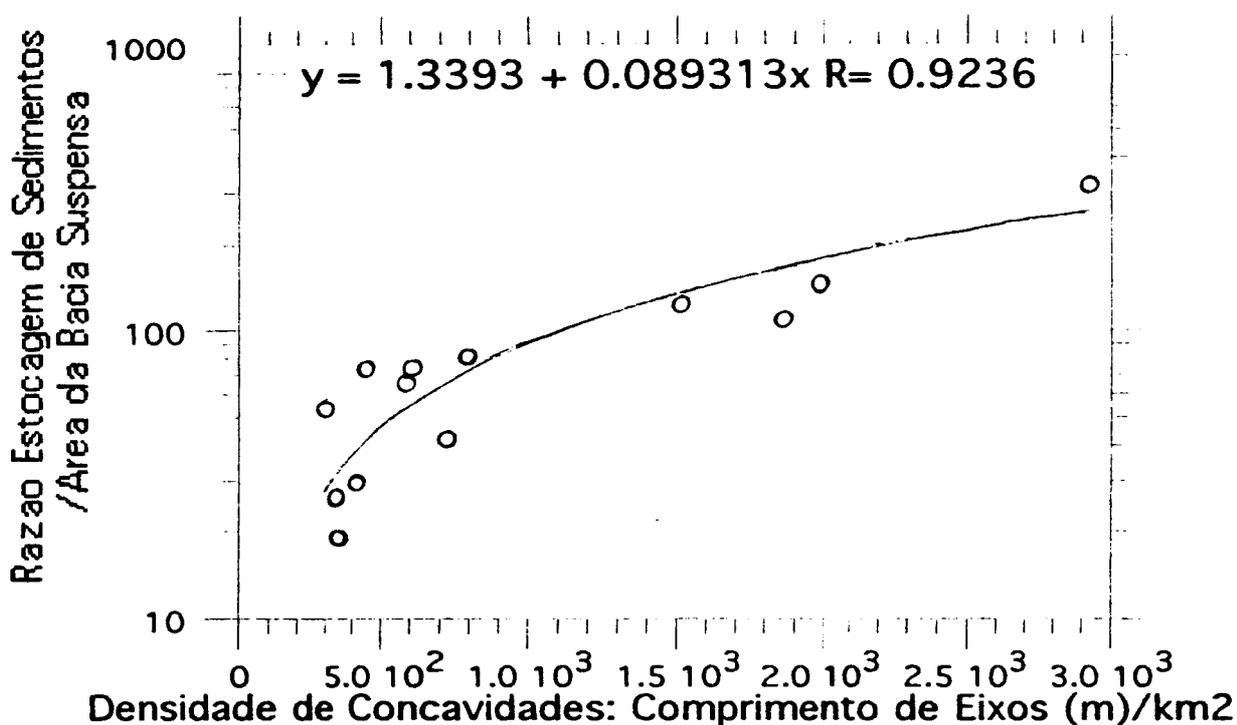


Figura 21: Gráfico de correlação entre a razão do volume de sedimentos estocados pela área da bacia suspensa (S_s/A_u) e a densidade de concavidades (Comprimento de eixos (m/km^2)).

Os resultados demonstram, portanto, que os níveis de base locais possuem um papel muito peculiar dentro dos sistemas fluviais, pois estes regulam, em última análise, a distribuição de sedimentos ao longo de uma bacia fluvial. Desta forma, estas feições atuam marcadamente na obstrução ou bloqueio do transporte de sedimentos em direção à jusante, produzindo uma nítida situação de retenção e estocagem dos sedimentos, imediatamente à montante configurando-se, assim, numa paisagem caracterizada por extensos e espaiados alvéolos e baixos gradientes dos canais e das vertentes, nos fundos de vales das bacias suspensas à rede regional de canais.

Este processo de estocagem de sedimentos nas bacias suspensas não se restringe apenas aos fundos de vales principais, mas propaga-se em grande extensão por seus vales tributários (devido aos baixos gradientes), onde seus eixos de drenagem são recobertos por extensos depósitos de leques alúvio-coluviais, que interdigitam-se com os depósitos fluviais nos vales principais resultando, assim, numa paisagem afogada.

Em síntese, sugere-se que as variáveis que controlam mais efetivamente a produção e a estocagem de sedimentos à montante dos níveis de base locais são a densidade de concavidades e o gradiente da bacia suspensa e, subordinadamente, a altura do "knickpoint". O substrato geológico, devido à sua anisotropia composicional e estrutural, também exerce um papel relevante na estocagem diferencial de sedimentos em bacias fluviais. (Dantas *et al.*, 1995).

5.4) O CICLO AGRADACIONAL DA TRANSIÇÃO PLEISTOCENO-Holoceno: CONDIÇÕES PALEO-AMBIENTAIS E RESULTANTE GEOMORFOLÓGICA.

5.4.1) O ESTADO DA ARTE DA RECONSTITUIÇÃO PALEO-AMBIENTAL DURANTE O QUATERNÁRIO SUPERIOR: ÊNFASE NO PLANALTO SUDESTE BRASILEIRO.

O levantamento bibliográfico descrito abaixo visa, principalmente, uma compreensão mais abrangente do significado dos registros obtidos sobre transformações paleo-ambientais ocorridas no Pleistoceno Superior, durante a transição Pleistoceno-Holoceno e ao longo do Holoceno. Esta etapa do presente estudo descreve as mais importantes mudanças climáticas, as transformações na cobertura vegetal e as ocorrências de eventos erosivo-deposicionais ao longo de todo este período que corresponde, aproximadamente, aos últimos 60.000 anos. Esta revisão da literatura reúne informações de diversos pesquisadores, em diversas regiões do continente sul-americano. Na maioria dos casos, os registros foram obtidos através de uma associação entre datações por radiocarbono e estudos palinológicos, sendo ainda comum o estudo de reconstituição de níveis de lagos e análise de feições geomorfológicas de caráter peculiar. Todo este conjunto de informações de cunho paleo-geográfico, consistiu num importante subsídio para a interpretação da evolução da paisagem geomorfológica num trecho do Médio Vale do rio Paraíba do Sul, realizada pelos profs. Ana Coelho Netto e William Dietrich, em convênio CNPq/NSF, com base numa consistente amostragem de datações por radiocarbono, coletados nos domínios fluvial e de encostas (Figura 22).

Os estudos pioneiros que visaram reconstituir a evolução do cenário paleo-geográfico durante o Quaternário no Planalto Sudeste Brasileiro foram conduzidos por Bigarella e colaboradores durante a década de 60 (Bigarella *et al.*, 1965; Bigarella & Mousinho, 1965; Ab'Saber, 1977).

Neste período, eminentes pesquisadores estrangeiros realizaram importantes estudos no Brasil, legando a esta geração de geomorfológicos brasileiros uma base conceitual de fundamental

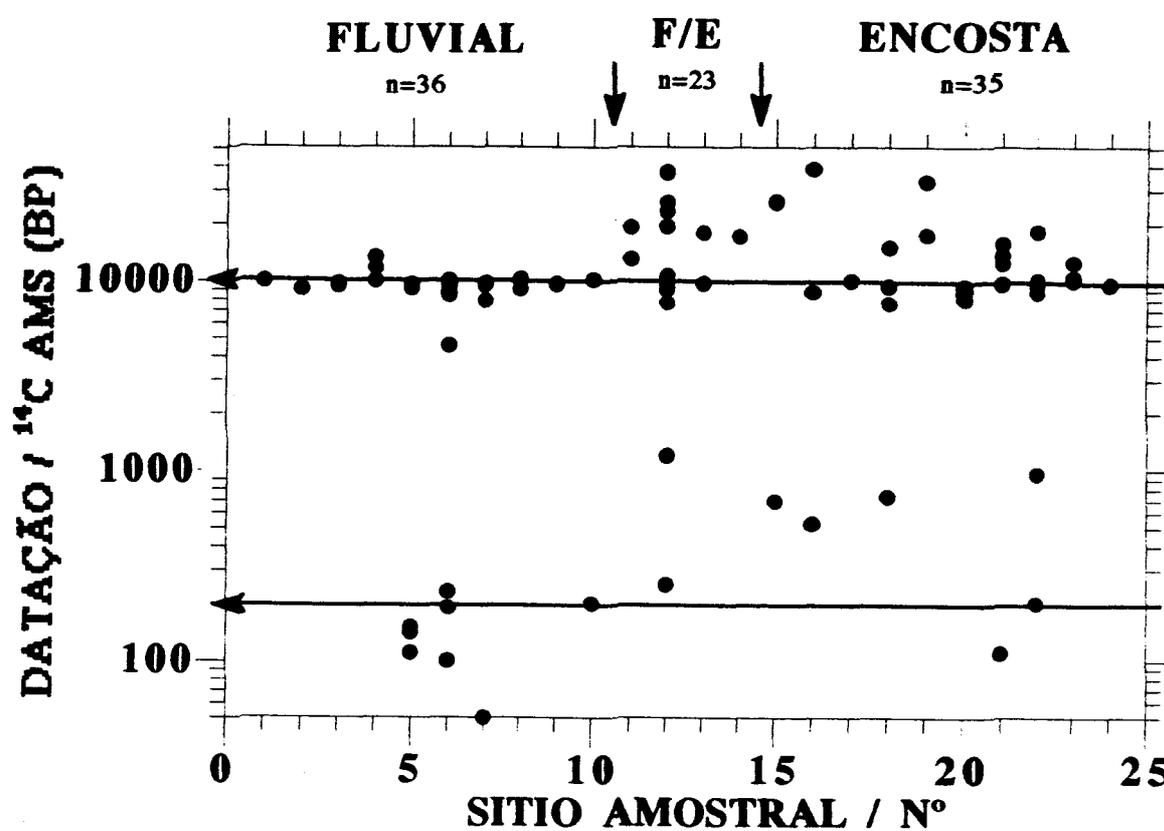


Figura 22: Datações por radiocarbono de depósitos sedimentares nos domínios fluviais, de encosta e transicionais na bacia do rio Bananal e áreas adjacentes (modificado de Coelho Netto *et al.*, 1994).

importância para o avanço dos estudos geomorfológicos no Brasil. Destacam-se os trabalhos efetuados por King (1956) e por Tricart (1959). Os estudos conduzidos por Bigarella e colaboradores, portanto, inspirados no modelo de evolução proposto por King e nas idéias da Escola Climática Francesa, elaboraram uma proposta de evolução cíclica das formas de relevo, na qual os processos de pediplanação não teriam uma causa tectônica, mas estariam relacionados a mudanças climáticas.

Ao Quaternário, devido às rápidas sucessões de ciclos glaciais em escala geológica, estes autores atribuem a formação de gerações de pedimentos e terraços fluviais, embutidos em antigas superfícies de erosão. A interpretação produzida para o Planalto Sudeste Brasileiro era bastante coerente e baseava-se no pressuposto de que os ciclos glaciais quaternários conferiam à região um clima frio e seco, com chuvas concentradas. Neste ambiente, a cobertura vegetal era rarefeita e os espessos mantos de alteração, legados pelo clima quente e úmido anterior, foram removidos das vertentes, promovendo o seu recuo lateral e entulhando os fundos de vales. Com a retomada do clima quente e úmido interglacial, ocorre o retorno de uma vegetação densa, florestal e cessam os processos de denudação das vertentes. Com a redução significativa das taxas de erosão nas vertentes, ocorre a retomada dos processos de pedogênese e de geração de novos mantos de alteração, com intenso ataque do intemperismo químico sobre as rochas expostas, durante o período seco anterior. Por outro lado, os fundos de vales, outrora entulhados de sedimentos, sofrem um processo de degradação fluvial e de re-hierarquização da rede de canais, devido ao aumento da descarga fluvial. Os níveis suspensos remanescentes dos períodos interglaciais de degradação fluvial resultaram, portanto, nos diversos níveis de pedimentação embutidos nos vales fluviais.

Esta teoria de evolução do modelado do relevo durante o Quaternário no Planalto Sudeste Brasileiro, obteve ampla aceitação pela Geomorfologia Brasileira nas décadas seguintes. Este modelo implicava, necessariamente, numa alternância cíclica entre longos períodos de intensa atividade erosiva nas vertentes e agradação dos fundos de vales (os períodos glaciais de clima seco), e entre longos períodos de geração de espessos mantos de alteração nas vertentes e degradação dos fundos de vales (os períodos interglaciais de clima úmido).

Meis & Monteiro (1979) ressaltam a descontinuidade espaço-temporal dos processos de denudação das vertentes, sendo estes processos mais intensos nas unidades côncavas do relevo

(rampas). Personius *et al.*(1993); Coelho Netto *et al.* (1994) e Thomas & Thorp (1994) demonstram que eventos erosivo-deposicionais de grande magnitude, que reafeiçoam o modelado do relevo em escala regional, podem ter sido detonados num intervalo de tempo relativamente curto (de cerca de 1.500 a 2.000 anos) conferindo, assim, um caráter cíclico, constituído por uma sucessão de episódios, à evolução do modelado do relevo Este estudo contrasta com o sugerido por Bigarella e colaboradores na década de 60. No Médio Vale do rio Paraíba do Sul, assim como na bacia do rio Doce, de acordo com os estudos de Meis e colaboradores, destacam-se ciclos de agradação fluvial impulsionados por sucessivos episódios que ocorrem localmente nas concavidades (complexos de rampas), situadas especialmente nas cabeceiras de drenagem (Coelho Netto *et al.*, inédito).

Na década de 90, já existe na literatura uma vasta documentação de registros paleo-geográficos no continente sul-americano, demonstrando que os períodos glaciais não são tão homogêneos do ponto de vista climático e morfodinâmico, como foi outrora suposto, sendo registradas importantes oscilações de temperatura e umidade dentro do último ciclo glacial (Wisconsin Stage) que, por conseguinte, sob um enfoque hidro-erosivo, resulta em diferenciadas respostas do ambiente.

Van der Hammen & Absy (1994), baseados numa coletânea de registros paleo-ambientais sobre a Amazônia, durante o último ciclo glacial, detectam períodos de temperatura e umidade diferenciada, que resultam em avanços e recuos cíclicos dos cerrados em relação à cobertura florestal, exceto para algumas áreas, onde a vegetação florestal refugia-se. Este estudo, portanto, impõe-se como um importante argumento em reforço à Teoria dos Refúgios desenvolvida, inicialmente, por Haffer (1969), Vanzolini & Williams (1970) e Prance (1973). Destaca-se também o fato de que este estudo comparou registros em áreas com diferentes índices de pluviosidade na Amazônia - Seção Katira, em Rondônia; Serra dos Carajás, no Pará (Absy *et al.*, 1991); Mera, no Equador (Liu & Colinvaux, 1985) e rio Caquetá, na Colômbia (Van der Hammen *et al.*, 1992) - com o intuito de tornar possível a análise da expansão dos cerrados sobre as florestas em períodos mais secos. Evidentemente, os estudos efetuados na Serra dos Carajás refletem uma mudança mais freqüente da cobertura vegetal por esta situar-se em ambiente florestal, próximo à transição para os cerrados. Como as áreas com maiores índices pluviométricos correspondem, de forma genérica, às

principais áreas de refúgio na Amazônia, pode-se sugerir que a dinâmica atmosférica regional era semelhante à atual durante o último glacial, conforme sugerem Van der Hammen & Absy (1994).

Todavia, os processos de especiação na Amazônia, produzidos pela cíclica retração das florestas em refúgios, originam-se muito anteriormente ao último glacial. Van der Hammen (1991) relata que o clima na América do Sul era muito quente e úmido durante o Oligoceno, onde a floresta tropical ocupava enormes extensões e atingiam a latitude 38°S. No Plioceno, com o soerguimento definitivo dos Andes, a dinâmica atmosférica continental mudou radicalmente, e o clima tornou-se mais frio e menos úmido. As florestas tropicais sul-americanas retraíram-se bastante e a Mata Atlântica foi definitivamente separada da floresta amazônica por outras formações vegetais, como os cerrados e as caatingas (Bush, 1994).

Absy *et al.* (1991) analisam um perfil estratigráfico de um depósito lacustre, que registra uma sedimentação intercalada com argilas orgânicas e bandas sideríticas, ao longo dos últimos 60.000 anos, com base em datações por radiocarbono e análise palinológica. As argilas orgânicas representam períodos úmidos dentro da seqüência e foram datadas entre 60.000-55.000 A.P.; 40.000-23.000 A.P. e após 13.000 A.P. Por outro lado, as bandas sideríticas representam períodos secos, com avanço dos cerrados e foram datadas entre 55.000-40.000 A.P. e 22.000-13.000 A.P., este último correspondente ao LGM (Last Glacial Maximum).

Os registros da seção Katira, em Rondônia (Van der Hammen & Absy, 1994) e de depósitos fluviais no médio rio Caquetá (Van der Hammen *et al.*, 1992), em regiões mais úmidas, também constata o avanço dos cerrados por volta de 45.000-40.000 A.P. e 18.000-14.000 A.P. Evidentemente, os períodos secos, com avanço dos cerrados, são mais breves em Rondônia do que os registrados na Serra dos Carajás, por esta situar-se próximo à transição para o cerrado. Desta forma, pode-se sugerir que os períodos secos, registrados em Rondônia e na Colômbia, representam fases de maior aridez na Amazônia, durante o último glacial.

Os estudos efetuados por Liu & Colinvaux (1985) e Bush *et al.* (1990) em Mera e San Juan Bosco, situados na vertente amazônica dos Andes Equatorianos, também com base em datações por radiocarbono e análise palinológica, documentam que o último glacial foi geralmente úmido nesta região, que foi postulada por Haffer (1969) como uma zona de refúgio, devido às elevadas precipitações registradas pela conjugação entre a umidade equatorial e o efeito orográfico. Um

depósito em corte de estrada, datado entre 33.000 e 26.000 A.P. documenta a ocorrência de uma floresta de coníferas (*Podocarpus*) neste período, o que representa uma descida de 700m da vegetação andina. Estes dados, portanto, sugerem um clima frio e úmido, com queda de 4 a 6°C de temperatura para os Andes Setentrionais.

Com base em análise palinológica, Horn (1993) registra um clima frio e úmido há 36.000 A.P., com ocorrência de uma vegetação rasteira de altitude: os páramos nas vertentes montanhosas de Costa Rica. Piperno *et al.* (1990) registra uma descida de 800m da vegetação andina no Panamá, o que representa uma queda de 5°C de temperatura, entre 14.000 e 11.000 A.P. A floresta tropical estabeleceu-se há 8.600 A.P..

No Brasil Central, estudos conduzidos por Ledru (1993), na Serra do Salitre (MG), também registram oscilações de temperatura e umidade semelhantes aos documentados na Amazônia durante o último glacial. Entre 34.000 e 27.000 A.P., registra-se um clima frio e úmido, com a ocorrência de floresta montana, com atuação de processos erosivos e com posterior formação de paleossolos. Este período coincide com o registrado em Mera e San Juan Bosco (Equador). Durante o Máximo Glacial, entre 17.000 e 14.000 A.P., o clima tornou-se muito frio e seco, marcado pelo avanço das savanas em relação às florestas. A partir de 13.000 A.P., o clima tornou-se úmido, mas ainda frio e ocorreu uma recomposição florestal, porém, com mata de araucária. Por volta de 10.500 A.P., o clima tornou-se muito frio e seco, correspondendo ao “Young Dryas”, já reconhecido pela literatura como um fenômeno em escala global. A mata de Araucária foi gradualmente substituída pela floresta tropical semi-decídua a partir do início do Holoceno, quando o clima tornou-se quente e úmido. Esta floresta ocupa a região de Salitre até os dias atuais, exceto por um curto período mais seco no Holoceno Médio (5.500-4.500 A.P.), quando registra-se um novo avanço dos cerrados sobre a região.

Lorscheitter & Romero (1985), com base em análise palinológica em sedimentos de um cone submarino em Rio Grande, no extremo sul do Brasil, verificam que durante o último glacial, o clima foi geralmente frio e úmido, em discordância do registrado na Amazônia e no Brasil Central. No Interstadial Glacial, há 45.000-40.000 A.P., o clima manteve-se úmido, porém mais quente e, apenas no Máximo glacial, o clima tornou-se gélido e seco, com intensa atuação das massas polares, com ventos de sudoeste e invasão de gramíneas e da floresta sub-antártica (*Nothofagus*). A transição

para o Holoceno foi marcada por uma mudança abrupta para um clima quente e úmido e, neste período, foram registradas as mais altas taxas de sedimentação no cone refletindo, assim, intensas taxas de erosão no continente. Contudo, este estudo também registra a ocorrência breve do evento "Young Dryas" no final do Pleistoceno, acarretando na intensificação dos ventos frios de sudoeste na região, como também na redução de umidade. O Holoceno caracteriza-se pela instalação da floresta úmida.

Clapperton (1993), baseado numa ampla revisão da literatura, delineia o cenário paleo-ambiental do continente sul-americano durante o Máximo Glacial. Com base numa extensa compilação de dados, este autor sugere um clima frio e úmido entre 33.000 e 27.000 A.P., com o espriamento de florestas montanas para a Amazônia e de Matas de Araucária para o Planalto Sudeste Brasileiro. Entre 20.000 e 18.000 A.P., durante o Máximo Glacial, Clapperton sugere um clima muito frio e seco, com o avanço de cerrados e caatingas para a Amazônia e para o Brasil Central e Sudeste, sendo que os principais refúgios florestais localizavam-se na Amazônia Ocidental e nas escarpas atlânticas da Serra do Mar e da Mantiqueira. No alto de Itatiaia, o autor sugere, inclusive, condições periglaciais. O Máximo Glacial caracteriza-se, no Sudeste Brasileiro, por freqüentes períodos de colúviação e de agradação fluvial. Na bacia do Orenoco, sobre os Llanos Venezuelanos, o clima era praticamente desértico, com formações de campos de dunas.

Uma interpretação sintetizada, sobre as transformações paleo-ambientais ocorridas ao longo do Pleistoceno Superior (os últimos 60.000 anos), foi obtida por meio da Figura 23, que analisa comparativamente a cronologia de eventos erosivo-deposicionais e registros paleo-ambientais dos estudos de Absy *et al.*, 1991; Van der Hammen & Absy, 1994 e Ledru, 1993.

Segundo a análise da literatura, portanto, o último glacial caracterizou-se, de forma genérica, por uma oscilação entre climas frios ou amenos e úmidos e climas muito frios e secos, na América do Sul Tropical. Os pesquisadores também confirmam que a transição Pleistoceno-Holoceno, que abrange um período que pode estender-se de 13.000-8.000 A.P., caracteriza-se por um rápido reaquecimento do clima em escala global e produz, também, um aumento das precipitações e o retorno da vegetação florestal para extensas áreas da Amazônia e do Planalto Sudeste Brasileiro. No início do Holoceno, o clima já é quente e úmido, permanecendo assim pelos últimos 8.000 anos. Contudo, diversos registros de fases climáticas mais secas foram constatados na Amazônia e no Planalto

PRINCIPAIS REGISTROS CRONOLÓGICOS DE MUDANÇAS PALEO-AMBIENTAIS DO CONTINENTE SUL-AMERICANO DESDE O PLEISTOCENO SUPERIOR

AUTOR(ES) (ANO) - ÁREA DE ESTUDO		REGISTROS PALEOCOLÓGICOS
CASANO DEPOSICIONAIS	EVENTOS EROSIOS DEPOSICIONAIS	

LEDRUN(1993) - SERNA DO SALITRE (M.L.)		
4000	CLIMA QUENTE E SEMI-ÚMIDO FLORESTA SEMI-decídua	
6000	CLIMA QUENTE E SECO PERÍODO DE CLIMADO	
4000	CLIMA MAIS QUENTE E ÚMIDO SUBSTITUIÇÃO PARCIAL DA FLORESTA DE LAUCOMA P/ SEMIDECÍDUAS	
4000	CLIMA BUITO FRIO E MAIS ÚMIDO "YOUNG DRIFTS"	
14000	CLIMA FRIO E SECO REDUÇÃO DE ESPÉCIES ANDÉCICAS PARA 20%	
17000	AUSÊNCIA DE SEDIMENTAÇÃO	
23000	CLIMA LIQUENAMENTE MAIS FRIO E ÚMIDO PARADORMIO DE ESPÉCIES ANDÉCICAS (70 A 91%)	
36000	PERÍODO DE AERADAÇÃO DA DEPRESSÃO DO SALITRE	PRESENCIA DE ESPÉCIES DE FLORESTAS MONTANHAS E DE VAZEA.

ABBY ET AL. (1991)-SERNA DOS GARAUÁ(PAI)		
4000	DEPOSIÇÃO DE UM PACOTE DETRÍTICO COM RESTOS VEGETAIS	CLIMA QUENTE E ÚMIDO OCORRÊNCIA DE INDIÇÕES EM AMBIENTE FLORESTAL
7000	VEGETAIS	CLIMA QUENTE E SECO RETORNO DA SAVANA
11000	AUSÊNCIA DE SEDIMENTAÇÃO	CLIMA QUENTE E ÚMIDO RETORNO DA FLORESTA
23000	DEPOSIÇÃO DE UM ESPESSE PACOTE ORGÂNICO COM RESTOS VEGETAIS	CLIMA FRIO E ÚMIDO RETORNO DA FLORESTA ALTO NÍVEL DO LAO
40000	DEPOSIÇÃO DE UM PACOTE ARENOSO SIDÉRITICO	CLIMA FRIO E SECO RETORNO DA SAVANA BAIXO NÍVEL DO LAO
80000	DEPOSIÇÃO DE UM PACOTE ORGÂNICO COM RESTOS VEGETAIS	CLIMA FRIO E ÚMIDO FLORESTA EQUATORIAL ELEVADO DO NÍVEL LAOCENTRE
80000	DEPOSIÇÃO DE UM PACOTE ARENOSO SIDÉRITICO	CLIMA FRIO E SECO VEREDAÇÃO DE SAVANA BAIXO NÍVEL DO LAO

VAN DER HAMMEN e ABBY (1994)-MATRATROI		
10000	PERÍODO DE INCISÃO FLUVIAL	CLIMA FRIO E ÚMIDO FLORESTA EQUATORIAL
14000	COLUIVAÇÃO PREENCHENDO OS VALES	CLIMA FRIO E ÚMIDO RETORNO DA FLORESTA
30000	PERÍODO DE INCISÃO FLUVIAL NA SEÇÃO MATRINA	CLIMA FRIO E ÚMIDO RETORNO DA FLORESTA
40000	DEPOSIÇÃO DE UM PACOTE ARENOSO CINZENTO	CLIMA FRIO E SECO VEREDAÇÃO DE SAVANA
48000	DEPOSIÇÃO DE UMA CAMADA ORGÂNICA ESCURA	CLIMA FRIO E ÚMIDO FLORESTA DE VAZEA
80000		

Figura 23: Principais registros cronológicos de mudanças paleo-ambientais no continente sul-americano desde o Pleistoceno Superior.

Sudeste Brasileiro ao longo do Holoceno Médio e Superior.

Os estudos de Bradbury *et al.*, 1981, realizados num depósito lacustre dos Llanos venezuelanos, demonstram que o clima, atualmente semi-úmido, ao longo do Holoceno caracterizava-se por importantes oscilações de umidade, possivelmente associadas ao deslocamento da Zona de Convergência Inter-Tropical (ZCIT), pelo menos naquela região. O Holoceno Inferior (10.000-8.000 A.P.) apresentava por um clima quente e úmido, acarretando no surgimento da floresta úmida e na elevação do nível do Lago Valência, com baixa salinidade. O Holoceno Médio (7.100-5.500 A.P.) e o Holoceno Superior (3.000 A.P. até o presente), por sua vez, caracterizavam-se por fases climáticas mais secas, acarretando na expansão das savanas (Llanos). O Lago Valência tornou-se raso, com altos níveis de salinidade, numa condição semelhante à ocorrida no final do Pleistoceno (13.000-10.500 A.P.), que tinha como característica um clima frio e seco.

Servant *et al.* (1989), com base em datações por radiocarbono e em análise palinológica em "cones de dejeção" do Médio Vale do rio Doce, sugerem que a ocorrência de períodos secos ao longo do Holoceno tenha promovido o reafeiçoamento do relevo em escala regional, evidenciado pela deposição de cones de dejeção em direção aos fundos de vales. Segundo análise dos autores, o início do Holoceno foi caracterizado por um clima quente e úmido, predominando a pedogênese de materiais pleistocênicos e a formação de paleossolos há 9.500-9.000 A.P. A partir de 8.000 A.P., o clima tornou-se quente e seco e a vegetação, rarefeita. Com isso, foram favorecidos os processos de erosão por escoamento superficial produzindo, assim, os cones de dejeção, que estiveram ativos até 3.500 A.P. Este período mais seco, ao longo do Holoceno Médio, pode estar correlacionado, segundo os autores, ao deslocamento da ZCIT nesse período, conforme demonstram Bradbury *et al.*, 1981 e à retração dos níveis lacustres no Altiplano Boliviano, conforme demonstra Van der Hammen, 1974.

Mello *et al.* (1995) sugerem, com base em datações por radiocarbono e análise alostratigráfica, que o Médio Vale do rio Paraíba do Sul teria conhecido um período semelhante de reafeiçoamento ao longo do Holoceno. Contudo, não obtêm, ainda, suporte de sua própria coleção de datações, visto que o estudo não apresenta nenhum dado correlacionado ao Holoceno Médio (entre 7.500 e 1.500 A.P.).

A identificação e a datação de cristas de cordões arenosos litorâneos permitiram a *Martin et al.* (1993) sugerir a ocorrência de eventos do tipo "paleo-El Niño" de duração de dezenas a ~~centenas~~ de anos, durante o Holoceno. Estas cristas são concordantes aos ventos aliseos de NE e reversos aos ventos produzidos por sistemas frontais do quadrante Sul, atualmente predominantes na planície deltaica do rio Doce e em outras, no litoral leste brasileiro. Estes eventos do tipo "paleo El Niño", teriam promovido fases climáticas mais secas na América do Sul Tropical, devido ao bloqueio do avanço dos sistemas frontais, por meio de uma corrente de jato atingindo, no máximo, o Sul e Sudeste Brasileiros. Desta forma, a Amazônia e o Brasil Tropical conheceriam fases climáticas secas durante a ocorrência de eventos do tipo "paleo-El Niño". Em reforço a esta teoria, foram analisados os seguintes dados: de níveis lacustres no Altiplano Boliviano, de sedimentos lacustres na Serra dos Carajás (*Absy et al.*, 1991), de depósitos de várzea do rio Xingu e de deposições arenosas do NW do Peru, onde neste o clima teria se tornado mais úmido, na época da ocorrência desses eventos. Com base na análise conjunta destes dados, os autores registraram fases climáticas secas na América do Sul Tropical entre 5.100-3.900 A.P.; 2.500-2.300 A.P.; por volta de 1.300 A.P. e por volta de 850 A.P.

Van der Hammen (1991) também sugere uma sucessão de fases climáticas secas ao longo do Holoceno, com base em datações dos períodos de construção das planícies de inundação dos rios Amazonas e Magdalena (Colômbia), que correspondem aos períodos úmidos. Este estudo mostra a ocorrência de uma série de períodos com interrupção da sedimentação fluvial, devido à redução do nível das cheias, cessando, assim, o processo de extravasamento das águas das cheias sobre as planícies. Estes períodos ocorrem de forma simultânea nos rios Amazonas e Magdalena e estão associados a fases climáticas mais secas no Holoceno, tendo sido registrados por volta de 7.000 A.P.; 5.500 A.P.; 4.700 A.P.; 4.200-3.500 A.P.; 2.700-2.300; 2.150-2.000 A.P.; 1.500-1.300 A.P. e 750-650 A.P.

Comparando-se as fases climáticas secas apontadas por Van der Hammen (1991) na Amazônia com as apresentadas por *Martin et al.* (1993) em diversas regiões da América do Sul Tropical, nota-se um certo grau de similaridade entre os períodos apresentados, conferindo, assim, uma maior consistência à possível ocorrência de períodos secos na América do Sul Tropical ao longo

do Holoceno Médio e Superior. Com base nisso, diversos autores têm sustentado a ocorrência de eventos erosivo-deposicionais decorrentes destas oscilações climáticas nesse período.

Uma interpretação sintetizada sobre as transformações paleo-ambientais ocorridas ao longo do Holoceno (nos últimos 10.000 anos) foi obtida por meio da Figura 24, que analisa comparativamente a cronologia de eventos erosivo-deposicionais e registros paleo-ambientais dos estudos de Van der Hammen, 1991; Martin *et al.*, 1993 e Servant *et al.*, 1989.

Todavia, diversos estudos têm ressaltado o limite Pleistoceno-Holoceno, como um período de intensa atividade morfodinâmica, produzida pela abrupta transição, que marca o fim do último ciclo glacial. Estes registros vêm sendo obtidos, inicialmente, na costa oeste americana. Contudo, estudos recentes demonstram que eventos erosivo-deposicionais podem ter ocorrido, em escala global, durante a transição Pleistoceno-Holoceno.

Rypins *et al.* (1989), baseados em datações por radiocarbono e em análise palinológica, descrevem o Máximo Glacial (entre 28.000 e 13.000 A.P.) como um período muito frio e seco, e a transição para o Holoceno (entre 13.000 e 10.000 A.P.) como um período menos frio e úmido, com presença de floresta de coníferas. Este período caracterizou-se por uma ocorrência generalizada de processos de agradação por movimentos de massa. Entre 10.000-8.000 A.P., ainda na transição Pleistoceno-Holoceno, o clima torna-se ameno e mais seco, com chuvas de inverno. A floresta de coníferas é substituída por uma vegetação de gramíneas e arbustos, ocorrendo uma agradação episódica por movimentos de massa, intercalando paleossolos. A partir de 8.000 A.P., o clima torna-se quente e seco, onde os processos de agradação praticamente cessam. Este estudo demonstra, portanto, que os eventos-erosivo-deposicionais, na costa central da Califórnia, concentram-se na transição Pleistoceno-Holoceno, sob clima úmido (entre 13.000-8.000 A.P.), sendo estes processos mais intensos entre 13.000-10.000 A.P.

Personius *et al.*, (1993), com base em datações por radiocarbono em bacias fluviais do Oregon (Noroeste dos EUA), definem um período de intensa agradação fluvial na transição Pleistoceno-Holoceno entre 11.000-9.000 A.P. Antes de 11.000 A.P., durante o "Late Glacial", predominavam os processos de dissecação fluvial, que geraram uma superfície rochosa nivelada nos fundos de vales e, entre 11.000 e 9.000 A.P., pulsos de agradação fluvial geraram uma deposição de 6 a 15m de espessura, de significado regional, possivelmente associada ao reaquescimento pós-glacial

PRINCIPAIS REGISTROS CRONOLÓGICOS DE MUDANÇAS PALEO-AMBIENTAIS NO CONTINENTE SUL-AMERICANO DURANTE O HOLOCENO

AUTOR (ANO) - ÁREA DE ESTUDO		REGISTROS PALEOCOLÓGICOS
CRONOLOGIA DEPOSIÇÃO	EVENTOS EROSIVO-DEPOSIÇÃO	
SERVANT ET AL. (1989) - BACIA DO RIO OCCIDENTAL (AP)		
1.300	REATIVAÇÃO DOS COMES DE DEJEÇÃO	CLIMA MAIS SECO VEGETAÇÃO DE SAVANA
2.400	DEPOSIÇÃO DE SEDIMENTOS LACUSTRES	CLIMA QUENTE E ÚMIDO COBERTURA FLORESTAL
3.800	PERÍODO DE PULSOS DE DEPOSIÇÃO DOS COMES DE DEJEÇÃO	CLIMA MAIS SECO ALTERAÇÃO ENTRE COBERTURA FLORESTAL E DE SAVANA
7.000		CLIMA MAIS SECO DESLOCAMENTO DA CIT PARA O HEMISFÉRIO NORTE
8.000	DEPOSIÇÃO DE UMA FINA CAMADA DETRÍTICA	CLIMA QUENTE E MENOS ÚMIDO
9.000	PERÍODO DE RESEQUECIMENTO DE APENAS UMA CAMADA	CLIMA ÚMIDO E MAIS QUENTE COBERT. FLORESTAL
9.300	DEPOSIÇÃO DE PLÉIS-SEDIMENTOS TÓRCIDOS	CLIMA FRIO E SECO VEGETAÇÃO MAIS RASBETA
MARTIN ET AL. (1993) - REGISTROS EM DIVERSAS ÁREAS		
1.300	AUSÊNCIA DE EVENTOS TIPO PALEO-EL NIÑO	CLIMA QUENTE E ÚMIDO
2.800	COBERTURA ESPORÁDICA DE EVENTOS TIPO PALEO-EL NIÑO	CLIMA QUENTE E ESPORADICAMENTE SECO REDUÇÃO DA VAZÃO DO RIO XIMED
3.200	ARRADAÇÃO FLUVIAL NO NORTE DO PERÚ	CLIMA ÚMIDO DO PERÚ
3.800	PERÍODO TRANSMISSIVO	CLIMA QUENTE E ÚMIDO ALTOS NÍVEIS DO LAÇO TITICACA
4.200	AUSÊNCIA DE EVENTOS DO TIPO PALEO-EL NIÑO	COBERTURA FLORESTAL EM CANALIS
5.000	PERÍODO TRANSMISSIVO	CLIMA SECO NO PERÚ
5.200	FORMAÇÃO DE COMPLEXOS AERÓBIOS COM DIREÇÃO REVERSA PARA SUL (EVENTOS TIPO PALEO-EL NIÑO)	CLIMA QUENTE E PERIÓDICAMENTE SECO CLIMA ÚMIDO NO NORTE DO PERÚ
5.100	MÁXIMO TRANSMISSIVO	EXPANSÃO DAS SAVANAS NA SERRA DOS CARALIS BAIXOS NÍVEIS DO LAÇO TITICACA
7.000		
VAN DER HAMMEN (1991) - BACIA AMAZÔNICA		
600	VAZÃO ALTA DO RIO AMAZONAS	CLIMA QUENTE E ÚMIDO
600	VAZÃO BAIXA DO RIO AMAZONAS	AMAZÔNIA - CLIMA MAIS SECO
1.300	ALTA DEGRADAÇÃO DO RIO AMAZONAS	INDURIFICAÇÃO NA AMAZÔNIA OCIDENTAL: CLIMA MUITO ÚMIDO
1.300	VAZÃO ALTA DO RIO AMAZONAS	AMAZONAS - CLIMA MAIS SECO
1.300	VAZÃO ALTA DO RIO AMAZONAS	EXPANSÃO DAS SAVANAS NA AMAZÔNIA BOLIVIANA
2.100	VAZÃO ALTA DO RIO AMAZONAS	CLIMA QUENTE E PERIÓDICAMENTE SECO
2.100	VAZÃO ALTA DO RIO AMAZONAS	FORMAÇÃO DE DUNAS
2.400		VEGETAÇÃO FLORESTAL NA AMAZÔNIA BOLIVIANA
4.000	VAZÃO BAIXA DO RIO AMAZONAS	
4.700	VAZÃO ALTA DO RIO AMAZONAS	
5.000	VAZÃO ALTA DO RIO AMAZONAS	
5.300	VAZÃO BAIXA DO RIO AMAZONAS	EXPANSÃO DAS SAVANAS NA AMAZÔNIA BOLIVIANA
7.000	VAZÃO BAIXA DO RIO AMAZONAS	CLIMA QUENTE E PERIÓDICAMENTE SECO FORMAÇÃO DE DUNAS

Figura 24: Principais registros cronológicos de mudanças paleo-ambientais no continente sul-americano ao longo do Holoceno.

e ao aumento geral da pluviosidade. O período de agradação regional descrito por este autor coincide com os eventos de evacuação dos “hollows” descritos por Reneau *et al.*, 1989, na Califórnia.

Segundo as considerações de Personius, a transição Pleistoceno-Holoceno caracterizou-se por uma abrupta mudança climática em direção ao úmido, detonando movimentos de massa nas vertentes e agradando os fundos de vales num curto intervalo de tempo. O clima quente e seco atribuído ao Holoceno Inferior, marca um final abrupto do evento de agradação fluvial no Oregon.

Thomas & Thorp (1994), calcados numa vasta revisão da literatura, a qual inclui estudos em zonas tropicais da América do Sul, da África, do Sudeste Asiático e da Austrália, demonstram que, durante a transição Pleistoceno-Holoceno, foram também gerados nas zonas tropicais, extensos eventos erosivo-deposicionais, em escala regional. Segundo estes autores, até 13.000 A.P., durante o “Late Glacial”, o clima era geralmente frio e seco, com eventos restritos de erosão das encostas, produzidos por chuvas episódicas, gerando algumas seqüências de colúvios. A partir de 13.000 A.P., o clima tornou-se ameno e úmido gerando, inicialmente, um processo generalizado de incisão fluvial que atinge, freqüentemente, a rocha, acarretando num intenso evento erosivo-deposicional promovido, principalmente, por fluxos detríticos (entre 12.500-11.000 A.P.), que promoveram a agradação completa dos fundos de vales. Entre 11.000-10.500 A.P. registra-se, em escala global, o fenômeno “Young Dryas”, que produziu uma breve fase de clima frio e seco nos trópicos e interrompeu o processo de agradação fluvial pré-estabelecido detonando uma nova fase de incisão fluvial. A partir de 10.000 A.P., o clima tornou-se, em geral, quente e muito úmido por toda a zona tropical e foram gerados, entre 10.000 e 8.000 A.P., eventos erosivo-deposicionais extremamente intensos acionados, principalmente, por movimentos de massa, que produziram espessos pacotes fluviais nos fundos de vales e espessas seqüências colúviais no domínio das encostas. A partir de 8.000 A.P., os processos de erosão e deposição tornaram-se bastante reduzidos. Isto explica-se em parte, pelo fato de o clima ter-se tornado menos úmido, e também pela instalação da floresta tropical úmida, por volta de 8.600 A.P. Ainda, segundo estes autores, os períodos secos subseqüentes ao longo do Holoceno, conforme proposto pela literatura, não produziram transformações significativas na paisagem..

Estudos conduzidos por Coelho Netto e colaboradores, na bacia do rio Bananal e áreas adjacentes, incluídas no Médio Vale do rio Paraíba do Sul, corroboram, em grande parte, com as idéias apontadas por Thomas & Thorp (1994). Para o Médio Vale do rio Paraíba do Sul foi registrada, com base em lito-estratigrafia e datações por radiocarbono, uma fase de agradação regional com formação de espessos pacotes aluviais (superiores a 20m), entre 10.000 e 8.000 A.P., documentando uma rápida agradação de 1.500 a 2.000 anos. Os colúvios de encosta (situados acima de um paleó-horizonte A, datado de aproximadamente 9.500 A.P.) e os leques alúvio-colúviais também apresentam, em grande parte, idades sincrônicas ao evento de intensa agradação fluvial. Todavia, existe preservado, nestes ambientes, um expressivo volume de depósitos pleistocênicos, os quais documentam eventos erosivo-deposicionais pretéritos e são nitidamente distinguíveis dos depósitos holocênicos, por este paleossolo de abrangência regional, corroborando resultados anteriores, obtidos por Moura & Meis (1986) e Moura & Mello (1991), na mesma região.

A magnitude dos processos erosivo-deposicionais foi significativamente reduzida após 8.000 A.P., possivelmente pela instalação da floresta tropical úmida, havendo uma retomada apenas há 200 anos atrás, com o desmatamento generalizado da floresta para o plantio de extensos cafezais. Os sítios de amostragem dos pacotes aluviais (domínios fluvial e de encosta/ bacias de baixa ordem hierárquica) por datações de radiocarbono na bacia do rio Bananal estão espacializados na Figura 25 (Coelho Netto et al., inédito), o que permite uma análise mais concreta dos eventos erosivo-deposicionais no ambiente fluvial.

Van Overloop (1981), baseado em análise palinológica, realizada no Médio Vale do rio Doce (MG), sugere que a vegetação florestal instalou-se no Planalto Sudeste Brasileiro por volta de 9.000 A.P.

Os estudos de Coelho Netto & Dietrich (1991), Coelho Netto *et al.* (1994) e Coelho Netto *et al.* (em prep.) vêm, portanto, confirmar no Médio Vale do rio Paraíba do Sul o que já foi proposto, em grande parte, pela literatura internacional.

Evidentemente, é preciso levar em consideração que a identificação dos eventos erosivo-deposicionais, num determinado ambiente, por meio de reconstituição paleo-geográfica, pode ser espacialmente interpretada apenas em escala local ou, no máximo, regional, onde as características ambientais sejam semelhantes. A interpretação de dois registros, espacialmente separados, pode

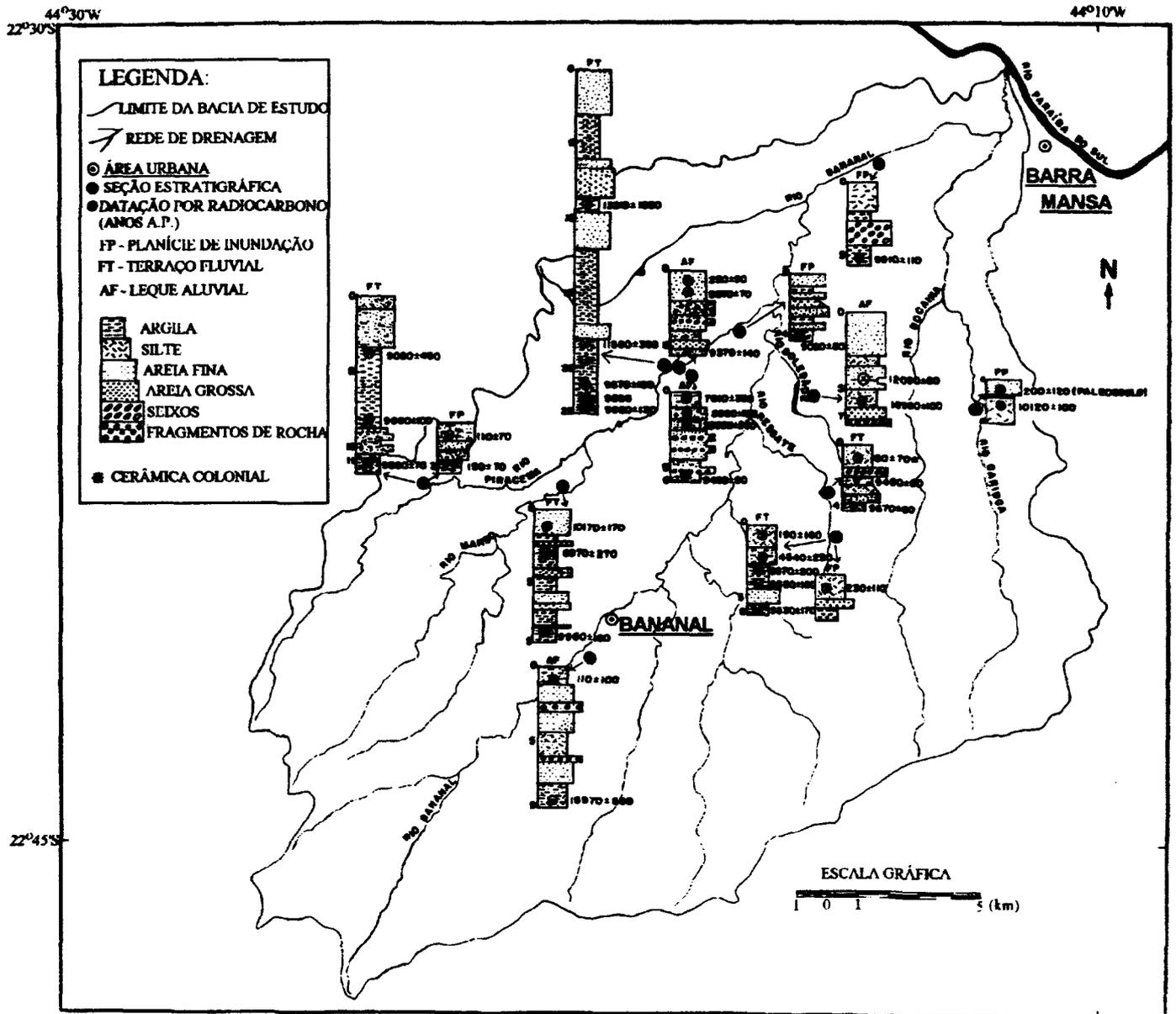


Figura 25: Mapa da bacia do rio Bananal com a localização e a estratigrafia dos sítios de amostragem em depósitos fluviais e de leques alúvio-colúviais com datações por radiocarbono.

documentar processos distintos de reafeiçoamento do relevo em períodos semelhantes ou podem, também, documentar os mesmos processos em períodos não coincidentes. Todavia, a conjugação de estudos estratigráficos embasados em datações por radiocarbono e em análise palinológica, revela-se como a metodologia mais aplicada pela literatura na reconstituição dos eventos paleo-ambientais no Quaternário Tardio.

A dinâmica atmosférica regional também assume importância significativa na análise da reconstituição de eventos paleo-ambientais. No Planalto Sudeste Brasileiro, por exemplo, os sistemas produtores de chuva consistem, basicamente, nos avanços de sistemas frontais. Portanto, a instalação de um clima frio e seco, durante o Máximo Glacial, nesta região, não pode estar associada à ocorrência episódica de chuvas concentradas ou torrenciais, como ocorre nos planaltos semi-áridos do Oeste Americano, pois o resfriamento do ambiente reduz o contraste térmico entre as massas polares, extra-tropicais, e as células de alta pressão tropicais amenizando, assim, os impactos dos sistemas frontais e reduzindo a quantidade de chuva total, principalmente, a incidência de chuvas torrenciais no Planalto Sudeste Brasileiro. Desta forma, os períodos mais frios e/ou secos, nesta região, não tendem a associar-se à ocorrência de intensas precipitações e, portanto, a expressivas transformações na paisagem.

Os registros paleo-ambientais não devem ser interpretados apenas num enfoque estratigráfico ou sedimentológico, mas também sob um enfoque hidrológico, como o proposto por Coelho Netto *et al.* (1994) e Thomas & Thorp (1994), a fim de que se torne possível uma conjugação mais abrangente entre as informações de cunho paleoclimático e os períodos em que ocorreram os mais expressivos eventos erosivo-deposicionais.

Por fim, é importante ressaltar que, o período de estabilidade morfodinâmica, ocorrido no Médio Vale do rio Paraíba do Sul, a partir da instalação da floresta úmida e até a intervenção humana no ambiente (entre 8.000- 200 A.P.), é relativo, e os processos erosivo-deposicionais podem ter tido prosseguimento no seu decorrer (Figuras 22 e 25). Contudo, tiveram uma magnitude muito inferior ao registrado na transição Pleistoceno-Holoceno, sem expressão regional.

5.4.2) VOLUMETRIA DE DEPÓSITOS - TAXAS DE SEDIMENTAÇÃO E DE REBAIXAMENTO ESTIMADO DO RELEVO: POTENCIALIDADES E LIMITAÇÕES.

Com base no conhecimento da ocorrência de dois expressivos ciclos de agradação nesta região, parte-se para a tentativa de reconstituição da magnitude destes eventos, por meio de volumetria dos depósitos preservados nas bacias de drenagem.

Para este estudo foi selecionada a bacia do rio Piracema, que abrange uma extensão de 131,6 km². A escolha desta bacia deve-se ao fato de que esta representa uma sub-bacia do rio Bananal, onde diversos depósitos fluviais e de encosta foram datados e onde os depósitos referentes a cada um dos eventos erosivo-deposicionais em análise estão melhor preservados. Por outro lado, em diversas bacias analisadas, tais como o baixo rio Bananal e o alto rio da Carioca, os depósitos referentes a cada ciclo agradacional encontram-se, em grande parte, superpostos apresentando, inclusive, um paleossolo na planície de inundação do rio da Carioca. Assim sendo, a inclusão dessas bacias no cálculo volumétrico dificultaria enormemente a análise discriminada de cada ciclo agradacional.

Conforme mencionado anteriormente no Cap. 4, esta etapa do estudo foi conduzida com base em cartas topográficas e fotografias aéreas onde, a partir daí, foi realizado um mapeamento geomorfológico dos fundos de vales da bacia do rio Piracema (sendo reconhecidos leques alúvio-coluviais, terraços fluviais e planícies de inundação) em escala de 1/50.000 (Figura 26). A partir deste mapeamento foram calculadas as áreas ocupadas pelas planícies de inundação e pelos terraços fluviais e, por meio de mensurações de campo foram obtidas as espessuras médias relativas a cada um desses depósitos. Com base nesses dados foi calculada, então, a volumetria de depósitos, tanto do terraço fluvial, correlativo à transição Pleistoceno-Holoceno, quanto da planície de inundação, correlativa ao ciclo cafeeiro. Os procedimentos de cálculo dos volumes e a obtenção das taxas de sedimentação e de rebaixamento estimado do relevo estão discriminados na metodologia.

Entretanto, antes de analisar os resultados obtidos, faz-se necessário realizar uma prévia discussão sobre os seguintes pontos: a metodologia utilizada para o cálculo de volumetria de depósitos, a escala espacial abordada e o conjunto de decisões tomadas.

A primeira questão a ser abordada quando se busca mensurar o volume de sedimentos acumulados em bacias de drenagem é a escala espacial. Cabe ao pesquisador decidir se seleciona uma pequena amostragem representativa dentro de sua área de estudo ou se utiliza toda a bacia de drenagem em análise para os cálculos de volumetria de depósitos. Cada um dos casos requer uma abordagem metodológica distinta.

No caso de seleção de uma pequena amostragem, em primeiro lugar, é de fundamental importância que esta área amostrada para os cálculos volumétricos represente as principais situações encontradas em campo, para que os valores obtidos possam ser aplicados numa escala espacial mais abrangente. Em segundo lugar, a metodologia de mensuração dos volumes dos depósitos requer uma grande precisão, com emprego de estratigrafia de detalhe e sondagens de campo, para que a margem de erro não seja ampliada para toda a bacia de análise.

Como visto anteriormente, a bacia do rio Piracema, assim como toda a região de estudo, caracteriza-se por uma sedimentação fluvial espacialmente não-uniforme, devido a situações locais de maior erosão das encostas e de contribuição de sedimentos para os fundos de vales. Como já apresentado e discutido no item 3.2 do Cap.5, a ocorrência de níveis de base locais ao longo dos canais principais propicia uma estocagem diferencial dos sedimentos ao longo das bacias de drenagem. Desta forma, optou-se por realizar a mensuração do volume dos depósitos fluviais ao longo de toda a bacia do rio Piracema onde, evidentemente, os resultados obtidos não são tão precisos, visto que a abordagem metodológica não pode incluir estratigrafia de detalhe com sondagens para extensas áreas. Contudo, desta forma evita-se o risco de se analisar uma situação local sem expressão num contexto regional.

Os depósitos de leques alúvio-coluviais e algumas seqüências coluviais, apesar de terem sido depositados simultaneamente com os depósitos de terraço fluvial, mostrando inclusive interdigitações, não foram embutidos no cálculo de volumetria dos depósitos correlativos à transição Pleistoceno-Holoceno, pois a geometria das vertentes que sofreram colúviação e a das bacias tributárias sobre as quais assentam-se os pacotes dos leques são muito irregulares e distinta uma da outra dificultando, sobremaneira, a obtenção desses volumes em escala regional. Desta forma, os depósitos de colúvios e de leques alúvio-coluviais não foram embutidos para o cálculo de volumetria

de depósitos correlativos à transição Pleistoceno-Holoceno, o que implica, necessariamente, que o volume total a ser calculado para este período constitui valores subestimados.

Um outro problema significativo, que também precisa ser abordado, é o cálculo volumétrico, que abrange apenas o montante de sedimentos estocados nos fundos de vales fluviais, mas não embute o montante de sedimentos escoado para fora da bacia pelos canais fluviais. Isto também implica numa subestimação dos valores a serem obtidos.

Evidentemente, as questões aqui abordadas também estão refletidas no cálculo do volume de sedimentos correlativos ao ciclo cafeeiro, tanto pelo fato de a última geração de colúvios nas encostas ser datada deste período, quanto pelo escoamento de sedimentos para fora da bacia fluvial. Portanto, como as imprecisões decorrentes desta metodologia são proporcionalmente semelhantes ao cálculo dos dois eventos erosivo-deposicionais, é possível, assim, realizar uma análise comparativa entre os dois eventos.

Dietrich & Dorn (1984), com base em análise palinológica e em mensurações de volume de sedimentos estocados em pequenos "hollows", formularam uma consistente proposta metodológica para o cálculo de taxas de erosão durante os últimos 13.000 anos na Califórnia. Contudo, estes autores apontam diversas ressalvas no que diz respeito à aplicação deste método em escala de bacia de drenagem, devido à grande variabilidade dos fatores ambientais existentes em grandes áreas.

Devido ao fato de que os processos de colúviação são episódicos no tempo, Reneau et al. (1989), por sua vez, sugerem que a volumetria de depósitos seja expressa em toneladas, em vez de m³, visto que diferentes densidades dos sedimentos depositados podem incorrer em distorções no cálculo de Taxas de Rebaixamento do Relevo. Estes autores afirmam, ainda, que as Taxas de Erosão podem ser, localmente, muito variáveis.

Tendo em vista a validade de todos estes argumentos que detectam diversas limitações da metodologia utilizada para este estudo, cabe aqui ressaltar que o objetivo principal do mesmo não é determinar cálculos volumétricos precisos dos depósitos fluviais, mas obter valores aproximados dos volumes de sedimentos depositados nos fundos de vales fluviais e, com isso, comparar, em termos relativos, a magnitude de cada uma das transformações ambientais registradas no ambiente, por meio de Taxas de Sedimentação e de Taxas de Rebaixamento Estimado do Relevo. Deste modo, a

metodologia aplicada para este estudo apresenta-se eficaz para atender aos objetivos propostos pelo mesmo.

5.4.3) AVALIAÇÃO QUANTITATIVA DO IMPACTO EROSIVO-DEPOSICIONAL DURANTE A TRANSIÇÃO PLEISTOCENO-Holoceno:

Tendo em vista que todo este conjunto de depósitos foi gerado num intervalo de tempo relativamente curto, de aproximadamente 1.500-2.000 anos, durante o Holoceno Inicial, hipotetiza-se que este período foi caracterizado por uma intensa atividade morfodinâmica com destruição e coalescência de divisores e agradação dos fundos de vales, sendo a deposição proveniente da dinâmica hidro-erosiva das vertentes (Coelho Netto *et al.*, 1994).

Aplicando a metodologia de cálculo de volumetria de depósitos, proposta para este estudo, os volumes obtidos para os depósitos fluviais concernentes à transição Pleistoceno-Holoceno, atingem uma marca superior a 77.000.000 m³ de sedimentos, o que representa, pelo menos em grande parte, o volume de sedimentos que foram erodidos das encostas durante este evento erosivo-deposicional. Tendo em vista que este evento teve uma duração máxima de 2.000 anos, podemos atribuir Taxas de Sedimentação da ordem de 38.500 m³/ano ao longo de todo este período, para uma bacia de apenas 130,6 km² de área. (Tabela 5).

Todavia, as taxas de sedimentação não são uniformes para toda a bacia do rio Piracema, devido aos seguintes fatores: a) situações locais de maior erosão das encostas e de contribuição de sedimentos para os fundos de vales; b) influência dos níveis de base locais ao longo dos canais principais, que funcionam como uma barreira ao transporte de sedimentos em direção à jusante; c) A bacia do rio Piracema apresentar dois compartimentos topográficos distintos: o domínio montanhoso da escarpa da Serra da Bocaina e o domínio colinoso do Médio Vale do rio Paraíba do Sul. Desta forma, os cálculos de Taxas de Sedimentação e de Rebaixamento Estimado do Relevo foram conduzidos não somente para a bacia do rio Piracema, mas também para algumas de suas sub-bacias tributárias, drenadas pelos rios Manso, Doce e Fortaleza, sendo que estes dois últimos representam principalmente o domínio montanhoso. (Figura 27).

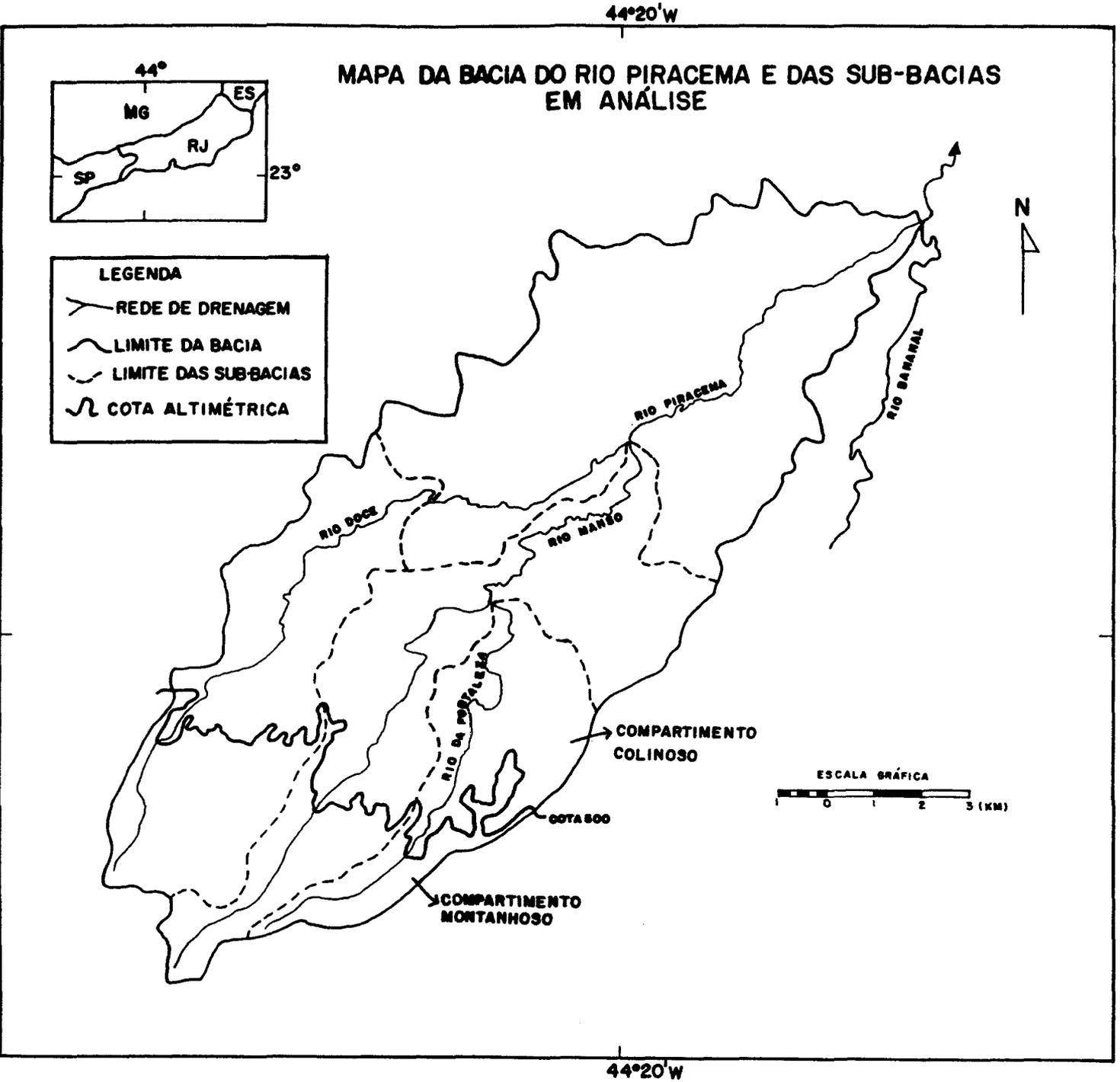


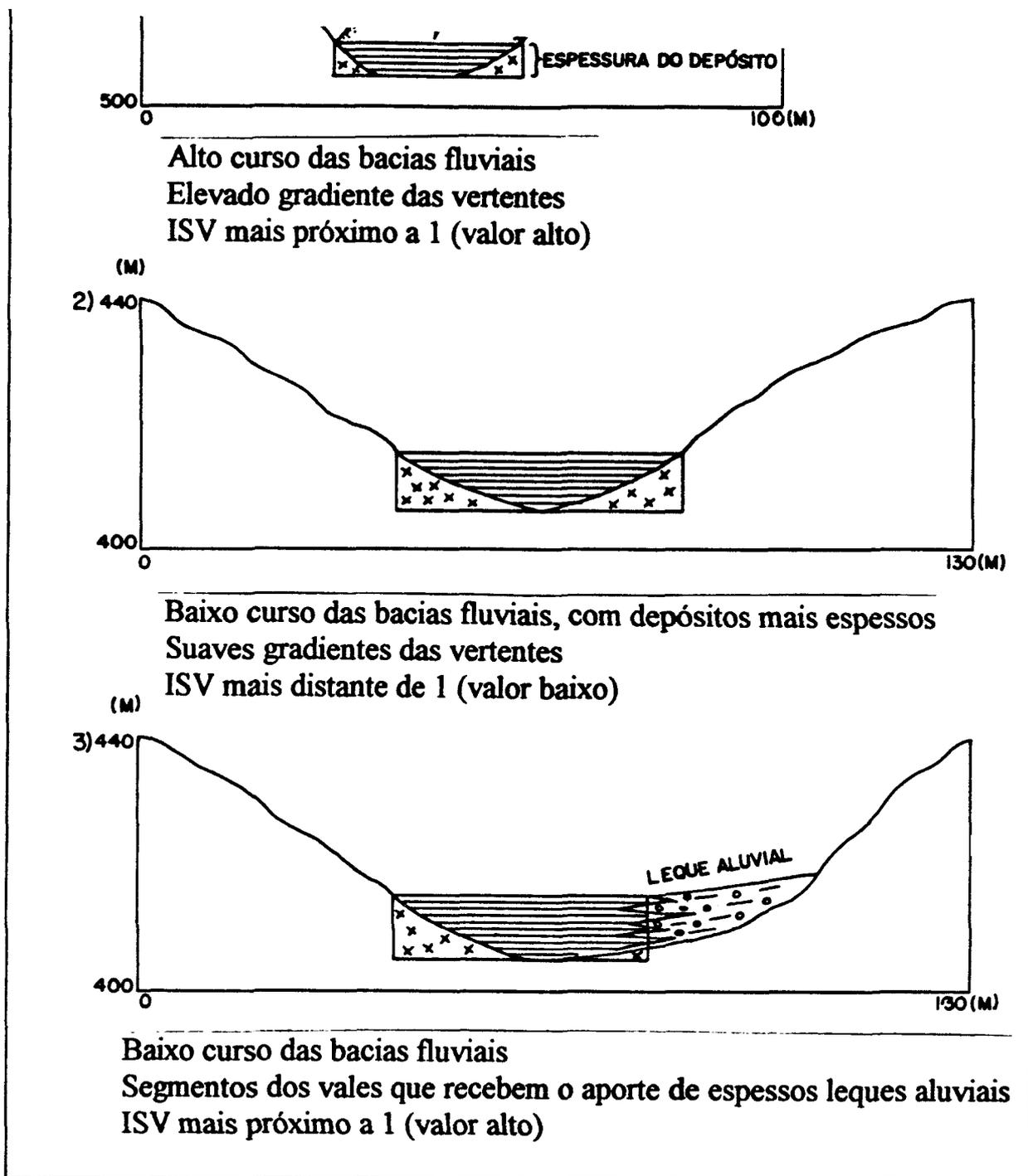
Figura 27: Mapa da bacia do rio Piracema e de suas sub-bacias tributárias em análise.

Em todas as sub-bacias em análise, os Índices de Sedimentação dos Vales apresentaram resultados semelhantes - em torno de 0,75 -, ao contrário do esperado, visto que algumas bacias predominam em compartimentos colinosos e outras, em compartimentos montanhosos (Tabela 5).

Em vales de alto curso, os gradientes das encostas tendem a ser mais elevados. Deste modo, a projeção destes gradientes em direção à base dos depósitos fluviais tende a apresentar uma área reduzida nos perfis transversais dos fundos de vales, correlativa ao embasamento rochoso. Sendo assim, o ISV tende a ser alto, próximo a 1. Por outro lado, em vales de baixo curso, predominam os baixos gradientes das encostas e a projeção destes gradientes em direção à base dos depósitos fluviais tende a apresentar uma área mais abrangente nos perfis transversais dos fundos de vales, correlativa ao embasamento rochoso. Neste caso, o ISV tende a ser baixo, mais distante de 1. Todavia, os baixos cursos dos vales são caracterizados por avanços de cunhas de leques alúvio-colúvies, provenientes de pequenos vales tributários. Nestes trechos, o embasamento rochoso que assenta os depósitos fluviais foi arrasado de tal forma, que pouco representa no retângulo formado pelo produto entre a área do alvéolo e a espessura do depósito. Desta forma, o ISV tende também a ser alto, próximo a 1. Estas observações foram representadas esquematicamente na Figura 28.

A partir de uma análise comparativa entre as bacias que se assentam predominantemente no compartimento colinoso e as que se assentam predominantemente no compartimento montanhoso, pode-se sugerir que a velocidade de agradação é maior à juzante no domínio das colinas, do que à montante, no domínio montanhoso, visto que as bacias dos rios Piracema e Manso apresentam Taxas de Sedimentação de 1.485 e 1.140 m³/km/ano, respectivamente, enquanto que as bacias dos rios Doce e Fortaleza apresentam Taxas de Sedimentação de 398 e 295 m³/km/ano, respectivamente. (Tabela 5). Estes resultados evidenciam que este evento erosivo-deposicional teve grande intensidade nas encostas convexo-côncavas do ambiente de colinas. Contudo, não se pode descartar uma expressiva contribuição de sedimentos provenientes da escarpa montanhosa da Serra da Bocaina, visto que as bacias próximas ao compartimento montanhoso podem estocar uma menor quantidade de sedimentos devido à maior competência do canal em transportá-los.

Com base no cálculo de Taxas de Rebaixamento Estimado do Relevo para a bacia do rio Piracema, os processos de dissecação do relevo, via recuo de vertentes, destruição de divisores e rebaixamento do nível de base, espelham os resultados obtidos pelas Taxas de Sedimentação. As



OBS: $0 < ISV < 1$.

Figura 28: Perfis transversais esquemáticos dos fundos de vales fluviais e o comportamento do Índice de Sedimentação dos Vales (ISV) sob distintas situações na bacia.

bacias dos rios Piracema e Manso, no compartimento colinoso, registram Taxas de Rebaixamento de 0,30 e 0,27mm/ano, respectivamente, enquanto que as bacias dos rios Doce e Fortaleza registram Taxas de Rebaixamento bastante inferiores, de 0,11 e 0,15mm/ano, respectivamente.

Cabe aqui ressaltar que as Taxas de Rebaixamento Estimado do Relevo apresentadas para a bacia do rio Piracema durante a transição Pleistoceno-Holoceno, calculadas em torno de 0,30 mm/ano, são bastante superiores às registradas por Dietrich & Dorn (1984) em "hollows" situados no Norte da Califórnia, calculadas em torno de 0,10 mm/ano, durante a transição Pleistoceno-Holoceno e às registradas por Reneau *et al.* (1989) em pequenos "hollows" no estado de Washington, na costa noroeste americana, calculadas em torno de 0,046 mm/ano para todo o Holoceno.

A este fato pode-se ressaltar que o volume dos sedimentos estocados no Médio Vale do rio Paraíba do Sul é muito mais expressivo do que o volume de sedimentos estocados na costa oeste americana. Dietrich & Dorn (1984) mensuraram a profundidade dos colúvios dentro dos "hollows", variando entre 0,2 e 5,1 m, sendo que a profundidade média não atinge 2 m de espessura. Na bacia do rio Piracema, as seqüências colúvias depositadas nas vertentes atingem vários metros de espessura, com nítidas evidências de coalescência de vales e inversões de relevo, sendo que nos fundos de vales os depósitos fluviais atingem espessuras superiores a 20 m, no seu baixo curso.

Entretanto, o ciclo de agradação durante a transição Pleistoceno-Holoceno não foi espacialmente uniforme. O recuo acelerado das vertentes concentrou-se principalmente nas unidades geométricas côncavas do relevo (Complexos de Rampas), conforme já descrito por Meis & Monteiro (1979) chegando, inclusive, a destruir divisores por coalescência de rampas.

Desta forma, buscou-se recalcular as Taxas de Rebaixamento Estimado do Relevo, levando-se em consideração apenas a área ocupada pelas concavidades na bacia (Tabela 6).

Oliveira & Meis (1985), baseados em aerofotogrametria para extensa área no Médio Vale do rio Paraíba do Sul, concluem que 29% da área total abrangem formas geométricas côncavas em planta e perfil (Cc X Cc, segundo metodologia proposta por Ruhe, 1975). Avelar & Coelho Netto (1992) e Coelho Netto *et al.* (inédito), também baseados em aerofotogrametria, mapearam as concavidades de cabeceira de drenagem em quatro "janelas" na bacia do rio Bananal e no rio Piracema. Estas feições abrangem entre 15 e 20% da área total.

TABELA 5: Mensurações dos depósitos fluviais correlativos à transição Pleistoceno-Holoceno (relacionado com a área total da bacia).

Bacia de Drenagem	A (km ²)	D (km ²)	E (m)	V (m ³)	C (km)	Ts (m ³ /km/ano)	Tr (mm/ano)	Rebaixamento Total (m)	ISV (fator de correção)
Rio Piracema	130,6	7,05	14,6	77.197.500	26	1.485	0,30	0,60	0,75
Rio Manso	50,4	3,00	12,0	27.360.000	12	1.140	0,27	0,54	0,76
Rio Doce	28,1	0,68	12,5	6.375.000	8	398	0,11	0,22	0,75
Rio da Fortaleza	13,8	0,61	8,8	4.133.360	9	295	0,15	0,30	0,77

Fonte: Cartas Topográficas, Aerofotogrametria e coleta de campo.

TABELA 6: Mensurações dos depósitos fluviais correlativos à transição Pleistoceno-Holoceno (relacionado com a área ocupada pelas concavidades).

Bacia de Drenagem	Ac (km ²)	D (km ²)	E (m)	V (m ³)	C (km)	Ts (m ³ /km/ano)	Tr (mm/ano)	Rebaixamento Total (m)	ISV (fator de correção)
Rio Piracema	26,1	7,05	14,6	77.197.500	26	1.485	1,50	3,00	0,75
Rio Manso	10,1	3,00	12,0	27.360.000	12	1.140	1,35	2,70	0,76
Rio Doce	5,6	0,68	12,5	6.375.000	8	398	0,55	1,10	0,75
Rio da Fortaleza	2,7	0,61	8,8	4.133.360	9	295	0,75	1,50	0,77

Fonte: Cartas Topográficas, Aerofotogrametria e coleta de campo.

A (km²) = Área da bacia de drenagem.

Ac (km²) = Área abrangida por formas geométricas côncavas.

D (km²) = Área ocupada pelo terraço fluvial.

E (m) = Espessura média do terraço fluvial.

V (m³) = Volume de sedimentos do terraço fluvial.

C (km) = Comprimento do canal principal.

Ts (m³/km/ano) = Taxas de sedimentação.

Tr (mm/ano) = Taxas de rebaixamento estimado do relevo.

ISV = Índice de sedimentação do vale.

Devido ao fato de que as feições mapeadas por Oliveira & Meis (1985) abrangem as bacias tributárias preenchidas por sedimentos alúvio-colúviais, optou-se por utilizar os dados de Avelar & Coelho Netto (1992) e Coelho Netto *et al.* (inédito). Estes autores mapearam apenas as concavidades de cabeceira de drenagem que concentram as maiores taxas locais de erosão e consistem nas principais áreas-fonte da sedimentação regional. Estas feições representam aproximadamente 20% da área total em dois trechos expressivos da bacia do rio Piracema: Fazenda Bela Vista e Fazenda Harmonia. Portanto, as Taxas de Rebaixamento Estimado do Relevo foram recalculadas com base em 20% da área total, representadas por concavidades de cabeceira de drenagem.

Com base na Tabela 6 pode-se, portanto, sugerir que, transferindo os volumes estocados nos fundos de vales somente para as concavidades, as Taxas de Rebaixamento Estimado do Relevo tenham atingido a marca de 1,50 mm/ano, demonstrando que os processos erosivos destacaram-se por eventos de caráter local e catastrófico há 10.000-8.000 A.P.

5.5) O CICLO AGRADACIONAL RESULTANTE DO CICLO CAFEIEIRO: O PAPEL DA INTERVENÇÃO ANTROPOGÊNICA.

5.5.1) O PROCESSO DE OCUPAÇÃO HUMANA NO MÉDIO VALE DO RIO PARAÍBA DO SUL E SUAS RESULTANTES AMBIENTAIS.

5.5.1.1) INTRODUÇÃO:

A descrição e a análise histórica dos processos de colonização e exploração econômica do Médio Vale do rio Paraíba do Sul já foram abordadas exaustivamente por diversos autores, principalmente no que se refere ao seu mais importante produto, elemento propulsor da economia brasileira no século XIX: o café.

A floresta original foi completamente destruída na região em estudo em meados do século XIX, vitimada pelo lucro certo e fácil proporcionado pela lavoura cafeeira e por técnicas agrícolas extremamente rudimentares que necessitavam continuamente da "conquista" (desmatamento) de novas áreas para o plantio.

Evidentemente, a retirada da cobertura florestal implica num desequilíbrio ambiental de grandes proporções, acionando diversos processos erosivos de encosta, destacando-se a erosão laminar.

O objetivo básico deste tema consiste em detectar e avaliar os impactos ambientais resultantes da transformação humana no Médio Vale do rio Paraíba do Sul, desde o século XVIII, quando iniciou-se a derrubada da mata tropical pluvial atlântica para fixação de vilas e plantação das primeiras mudas de café. Este tema foi abordado sob um enfoque geo-hidroecológico enfatizando, desta forma, uma análise integrada das alterações no comportamento hidrológico e erosivo, promovidas no ciclo cafeeiro.

5.5.1.2) O RESGATE HISTÓRICO DA OCUPAÇÃO HUMANA NO MÉDIO VALE DO RIO PARAÍBA DO SUL.

O processo de ocupação humana no Médio Vale do rio Paraíba do Sul está intimamente ligado ao café. Antes do advento do café na região, existiam apenas vilas e povoados que interligavam as cidades mineiras produtoras de ouro ao porto do Rio de Janeiro. Com a decadência do ciclo do ouro, a partir de 1760-1780, essas vilas desenvolveram-se extraordinariamente na produção de café, que atinge o seu auge por volta de 1850 tornando-se, portanto, o eixo da economia brasileira naquele período.

Na região, as mais antigas lavouras cafeeiras localizavam-se em Vassouras, Valença, Resende, São João Marcos (atual distrito de Rio Claro), Bananal e Areias (as duas últimas em território paulista) formando-se, portanto, uma área onde a cultura cafeeira atingiu os seus maiores índices de produção no século XIX. Conseqüentemente, a degradação da natureza decorreu de forma mais significativa, visto que a partir de 1880-1890, a região deixou de ser aproveitada para a prática agrícola.

Conforme relata Taunay (1939), as primeiras mudas de café foram provenientes da Guiana Francesa, introduzidas no Pará por volta de 1725. Contudo, a planta não adaptou-se às condições climáticas da região e foi enviada para o Rio de Janeiro por volta de 1750, logo galgando a Serra do Mar e alastrando-se pelo Vale do Paraíba.

Segundo Taunay, a região de Resende, denominada "Parahyba Nova", foi povoada inicialmente em 1739 por sesmarias ao longo da estrada Rio-São Paulo e, em 1747, foi erigida a capela de Na. Sra. da Conceição do Campo Alegre, marco da fundação de Resende. A seguir, Taunay descreve a introdução do café ao redor do pequeno núcleo recém-fundado:

"Da fazenda do Capão, na Baixada Fluminense, foram levadas sementes de café para a do Padre Couto, em Campo Alegre, depois Resende. Ahi se desenvolveu immenso a cafeeicultura. De permeio havia um districto onde teria o mais notável desenvolvimento, o de São João Marcos".

Maia (1891) relata que a partir de 1785, o território de Resende é rapidamente povoado, notando-se o estabelecimento de grandes cafezais na região. Este autor relata ainda um importante depoimento sobre as origens da localidade de Bananal:

"Feita a sementeira de 1775, antes de 1785 já deviam existir alguns cafesaes em effectiva producção. Corrobora-se isto com uma informação que ministrou-nos um morador antigo do municipio de Bananal, provincia de São Paulo, homem de mais de cem annos, mas dotado ainda de boa reminiscência (Joaquim Pinto), o qual affirmara que a primeira plantação de café naquelle municipio fora feita em 1782 na fazenda de um tal Bahia, morador em Resende, o qual remetteu d'aqui as sementes, de onde se evidencia que naquelle anno já os cafesaes de Resende davam fructo".

De fato, em 1783 foi fundado o povoado de Bananal com a construção de uma capela no atual sítio, conforme afirma Ramos (1978), num estudo minucioso sobre a história deste município.

O incremento do povoamento desta região em fins do século XVIII está associado à crise da mineração, conforme explica Milliet (1957):

"A situação econômica de São Paulo em fins do século XVIII é conhecida. O sonho do ouro transformara-se, já então, em pesadelo. As lavras esgotadas não atraíam mais os aventureiros paulistas. A emigração para as minas cessara por volta de 1780 e aos poucos o bandeirante desiludido voltava-se para a agricultura, num esforço lento e difícil de readaptação. De café não se cogitava ainda. Apenas a cultura da cana-de-açúcar conseguia dar estabilidade a uma população irrequieta por índole e avêssa ao trabalho sedentário da terra".

Na realidade, este é um retrato do vale do Paraíba por volta de 1780, numa transição entre o ciclo do ouro e o ciclo do café..., exceto para São João Marcos, Resende e Vassouras, onde frutificavam os primeiros cafezais, ou "cafesaes". Curiosamente, a região de Bananal era descrita nessa época como um "certão montuoso", de acordo com o mapa da região de 1778. Nesse mapa, nota-se uma estrada que atravessa esse "certão montuoso" e o rio Pirai, passando por Bananal e tornando-se uma rota alternativa entre Resende e Rio de Janeiro.

Conforme descreve Ramos (1978): *"A intenção da abertura do Caminho Novo era evitar a trilha do Paraíba Nova, margem do rio 'inconveniente de atravessar, terrenos alagadiços, sujeitos a enchentes periódicas do rio Paraíba e de seus tributários' (Manoel da Silva Reis)"*.

Fica evidenciado, assim, a existência de planícies de inundação, hidrologicamente ativas, no Vale do rio Paraíba do Sul e nos baixos cursos de seus principais tributários, dentre eles, provavelmente, os rios Bananal e Barreiro de Baixo.

Mais adiante: *"- Assim fica esclarecido que nesse ano de 1778, ficou pronto o 'Caminho Novo' entre Piedade (hoje Lorena), São João Marcos e o Rio de Janeiro (iniciado em 1726), apesar de exigir ainda um trabalho permanente de melhoria e conservação.*

Foi o Caminho Novo que deu o surgimento a Bananal, Barreiros, Areias, Silveiras e contribuiu para o desenvolvimento de Cunha, Guaratinguetá, Lorena, e daí, transpondo o Paraíba e Mantiqueira, para as Gerais".

Cabe aqui ressaltar que o *"Caminho Novo"* corresponde atualmente à antiga rodovia Rio-São Paulo e a trilha do *"Paraíba Nova"*, à atual Via Dutra.

No início do século XIX, diversos naturalistas e viajantes trilharam as diversas rotas entre Rio de Janeiro e São Paulo e nos legaram valiosas informações dessa época. Dentre eles, destacam-se Spix e Martius que, durante os anos 1817 e 1818, passaram por São João Marcos e Bananal.

Os cientistas Spix e Martius partiram do Rio de Janeiro em 1817 e, como todos os generalistas de sua época, pesquisavam a Geologia, a Meteorologia, a Botânica, a Zoologia e o processo de ocupação humana dos sertões por eles visitados.

Conforme relata Taunay (1939), estes naturalistas, ao transporem a Serra do Mar, notaram o corte de madeiras-de-lei na mata nativa demonstrando, portanto, que mesmo nas áreas onde o café não era cultivado (cristas da Serra do Mar e da Mantiqueira), ocorria o desmatamento da floresta original. A seguir, Spix e Martius descrevem o reverso da Serra do Mar como uma espécie de "chapada", da qual avistava-se, ao longe, São João Marcos. Segundo eles, este distrito era *"assaz selvático e pouco cultivado"*.

Segundo Lamego (1950), São João Marcos localizava-se às margens de um afluente do rio Pirai e, atualmente, insere-se no município de Rio Claro, tendo sido submerso por volta de 1938 pela represa de Ribeirão das Lajes. Trata-se, sem dúvida, de um exemplo singular no Brasil, de uma importante vila que simplesmente desapareceu do mapa, a partir do momento em que perdeu sua importância econômica. Restam ruínas.

Ao descrever a região de Bananal, Spix e Martius registram extensas plantações de café, já em 1817, e relata-nos o processo de ocupação da terra para o estabelecimento de sítios e fazendas:

"Ao sul de Bananal, ainda algumas serras, quase paralelas entre si e todas cobertas de densas matas, correm de oeste para o oceano. As primeiras destas serras, de contornos mais arredondados e feição mais agradável, entre as quais se rasgam luminosos vales com lagoas e campinas com pastos.

Nos vales estabeleceram-se diversos colonos, às margens de pequenos regatos, cujas roças muito extensas de trigo turco, apresentaram nestas regiões solitárias os primeiros vestígios de cultura".

Taunay também relata este trecho da viagem dos naturalistas:

"Perto da freguesia de Bananal, Spix e Martius notaram que a região tinha mais civilizado fâcies; havia grandes roças de milho e as casas dos sitiantes pareciam bem menos desconfortáveis. Derrubava-se activamente a matta e os milharaes indefectíveis dos nossos devastadores de florestas começavam a cobrir os valles".

De acordo com esses depoimentos, o processo de ocupação de terras em Bananal e, extrapolando, no Médio Vale do rio Paraíba do Sul, no início do século XIX, deu-se primeiramente nos fundos de vales preservando, assim, a mata virgem nas serras e divisores. Dessa forma, é possível deduzir que as Taxas de Erosão nas bacias fluviais, nessa época, sejam inferiores às verificadas em meados do século XIX, quando as lavouras de café avançaram sobre as colinas em "meias-laranjas" e sobre as serras menos elevadas.

Cinco anos mais tarde, o viajante Saint-Hilaire passa por Bananal, onde nota que houve um grande desenvolvimento da cafeicultura na região, em comparação com os relatos de Spix e Martius. Assim ele descreve Bananal e suas cercanias:

"Rancho Pirapetinga, 26 de abril de 1822. Não encontramos os burros no pasto; ontem foi preciso procurá-los por todos os lados. Assim só pudemos seguir ao meio-dia. Continuam as matas virgens, em terrenos montanhosos, de caminhos muito difíceis. A três quartos de légua do rancho, onde passamos a última noite, alcançamos a aldeia de Bananal, sede da paróquia. Esta vila fica situada num vale bem largo, entre morros cobertos de mata (hoje Caminho do Rancho Grande) e compõe-se de uma única rua".

Nessa época, a produção cafeeira de Bananal era escoada para os portos de Ariró, Jurumirim e de Angra dos Reis, até a inauguração da Estrada de Ferro, ligando Bananal ao Rio de Janeiro, em 1870. Na segunda metade do século XIX o transporte da produção de café realizado por tropas de mulas foi substituído por Estradas de Ferro, que passavam a escoar toda a produção do Médio Vale do rio Paraíba do Sul diretamente para o porto do Rio de Janeiro proporcionando, assim, a decadência completa dos pequenos portos localizados em fundos de baías, tais como o porto Estrela, no fundo da Baía de Guanabara e os portos de Parati, Ariró, Jurumirim e de Angra dos Reis, na Baía da Ilha Grande.

O viajante Matias Ramos sintetiza bem o processo de ocupação humana do Médio Vale do rio Paraíba do Sul: *"Sempre montanhas cobertas de matta virgem no meio das quaes não é raro verem-se cafesaes".* Sobre São João Marcos, ele comenta: *"Fica situada numa baixada entre duas montanhas cobertas de matta virgem, capoeiras e cafesaes".*

Finalmente, Saint-Hilaire volta a fazer uma observação importante sobre as estradas e trilhas no Médio Vale do rio Paraíba do Sul:

"Está o Brasil cortado por uma infinidade de caminhos que se concertam muito pouco e muito mal, e sobretudo nas vizinhanças do Rio de Janeiro. Assim num paiz em que seria tão importante fornecer o commércio, fazem-no extremamente dificultoso".

Segundo Taunay, a região de Vassouras começou a ser povoada efetivamente em 1782 e a partir de 1792 teve o início do plantio de café na região. Em 1850, Vassouras era considerada a capital do café no Brasil. Este autor explica a origem do nome Vassouras:

"Vassouras era um lugar deserto; mattos virgem cobriam, ensombream os picos dos montes que a encerravam e, em baixo, nas várzeas, vegetavam as capoeiras, arbustos rachíticos, de que se faziam vassouras no Brasil e de que o município e a cidade tiraram o nome".

Evidentemente, a *"vegetação rachítica"*, mencionada por Taunay, tratava-se de um tipo de vegetação higrófila, situada nos eixos dos vales principais, onde ocorre uma concentração da umidade dificultando, assim, o estabelecimento da floresta pluvial. A intervenção antrópica, naquele momento, era inexpressiva.

Devido à proximidade do Rio de Janeiro, Vassouras tornar-se-ia o foco de difusão da cultura cafeeira durante o século XIX, no Vale do Paraíba e no Sul de Minas. Vassouras interligava-se à capital pela "Estrada da Polícia", passando por Iguassu e Sacra Família e, pelo "Caminho Novo", passando por Paty do Alferes.

O Barão do Ayruoca, um dos mais proeminentes cafeicultores de Vassouras, foi também um dos principais colonizadores do Vale do Paraíba em sua época. A partir de Vassouras, ele impulsionou o povoamento e o plantio de café em vários distritos, tais como Barra Mansa, Arrozal, Conservatória, Valença, Sapucaia, inclusive alcançando Mar de Hespanha e Leopoldina, estes em território mineiro. Sua fama foi sintetizada numa única frase: *"chorou-te toda a terra que pisaste"*.

Em reforço às informações anteriores, Taunay relata: *"Estas diversas vias foram outras tantas artérias por onde a cultura cafeeira encontrou facilidades notáveis para o seu incremento"*.

De fato, o café segue uma marcha acelerada para o leste a partir de Vassouras, fundando povoados como Carmo, Cordeiro, Cantagalo, Bom Jardim, Trajano de Moraes e Santa Maria Madalena, entre 1840 e 1880. Já no início do século XX, a cultura cafeeira já teria se alastrado pelo Norte Fluminense, Sul do Espírito Santo e Zona da Mata Mineira. Itaperuna seria a capital do café fluminense no início do século XX.

A partir de Resende e Bananal, o café seguiu uma marcha para oeste ocupando rapidamente o Vale do Paraíba Paulista, onde a produção cafeeira atingiu o seu ápice por volta

de 1850 e, posteriormente, estabilizou-se nos solos férteis de terra roxa do Oeste de São Paulo e do Norte do Paraná.

Ironicamente, como se fosse uma "vingança da natureza", o temível e admirado Barão do Ayruoca perdeu toda a sua riqueza devido a um evento climático de baixíssima recorrência em Vassouras (pelo menos atualmente): uma violenta geada, conforme descreve Taunay:

"... destruindo seus cafesaes uma horrivel chuva de pedra, que por alguns annos privou-o de suas copiosas colheitas... e tereis a explicação da ruína dessa gigantesca fortuna, cujos restos serão apenas suficientes para satisfazer os seus credores".

Bananal conheceria uma história semelhante e praticamente simultânea à de Vassouras tornando-se, em meados do século XIX, o maior produtor paulista de café, rivalizando com Areias, Resende e até mesmo com a grandiosa Vassouras.

Assim descreve Ramos: "As terras de Bananal foram de fertilidade assombrosa, na produção de cereais e, principalmente, o café, que fez a grandeza do município... Bananal foi o maior produtor de café da provincia de São Paulo, concorrendo com a maior soma de impostos, alicerçando assim, as finanças do Estado e da Nação".

Ramos ainda cita as fazendas produtoras de café no século XIX no município de Bananal, as quais destacam-se: Boa Vista; Bela Vista; Paineiras; Antinhas; Resgate; Carioca; Três Barras; Campo Alegre; Bom Retiro; Harmonia; Rialto, dentre outras.

Na realidade, essa fertilidade atribuída às terras de Bananal ocorria por todo o Vale do Paraíba, devido à mata virgem. Contudo, mais tarde, os fazendeiros descobririam que essa fertilidade seria efêmera.

Millet (1957), ao descrever a evolução da cultura cafeeira no estado de São Paulo, destaca o vale do Paraíba Paulista como principal área produtora no século XIX e indica o ápice da produção de café nessa região com base nos censos agrícolas do estado de São Paulo, realizado nos anos de 1836, 1854, 1886, 1920 e 1935: *"O ponto culminante parece desde logo, situar-se entre 1854 e 1886"*.

Em seguida, Milliet descreve a decadência da lavoura cafeeira no Vale do Paraíba Paulista, no final do século XIX:

“Mas os primeiros anos do século XX revelaram-se nefastos à zona norte (vale do Paraíba Paulista). A abolição, as crises repetidas, a abertura de novas zonas mais férteis, provocam o rápido abandono dos cafezais e a queda da produção abaixo de 800.000 arrobas. Concomitantemente decresce a população.

A passagem foi, portanto, rápida e violenta, sendo que a produção de café atinge o seu apogeu nas imediações de 1854. A policultura implantou-se, desde cedo, nas suas terras mais cansadas e o sitiante livre instalou-se no lugar do escravo, enviado para mais longe, para o sertão, o latifúndio, a grande plantação. Nenhuma lavoura de exportação substituiu o café; nem o algodão, nem a cana-de-açúcar. Apenas a laranja, mas isso já muito recentemente, pode pesar na balança com 130.000 caixas em 1935.

Estamos em cheio na zona morta, que o café desbravou, povoou, enriqueceu e abandonou antes que criasse raízes o progresso”.

Evidentemente, o autor traça um paralelo entre o vale do Paraíba Paulista e o Oeste de São Paulo, que conseguiu modernizar-se e acompanhar a evolução da economia nacional.

Destaca-se outro trecho de Milliet: *“Mais característico ainda, parece-nos porém, o caso de Bananal. Ai a produção passa de 64.822 arrobas em 1836 a 554.600 em 1854, para cair violentament para 15.847 em 1920 e 13.650 em 1935! Ao mesmo tempo a população que passara de 6.000 habitantes de 1836 a 17.604 em 1886, cai na casa de 12.000 em 1935”.*

Em 1836, Areias era o maior produtor paulista de café, porém foi suplantado por Bananal antes de 1854 que, por sua vez, seria o maior produtor paulista até o final do século XIX.

Por volta de 1835, tem-se um dos primeiros registros de importância sobre a cultura do café no Médio Vale do rio Paraíba do Sul, escrito por um padre, morador em Vassouras (Aguiar, 1836). Ele fez um breve, porém valioso relato do processo de preparo da terra, plantação e colheita do café na época fornecendo, assim, indícios do violento impacto sofrido pelo ambiente até então florestado:

“Pelo que tenho observado em todos cafezões que conheço n’este município de Valença e no de Vassouras, onde se encontram estabelecimentos de 500, 600, 800 mil pés de café, e alguns talvez de mais, de sorte que os dous municípios, por hum cálculo aproximado, tem annos de exportar para cima de 300 mil arrobas de café; me convenço de que são sempre preferíveis as terras novas e barrentas com mistura de alguma arêa ou saibro, as encostas voltadas ao poente, e até montes assaz altos e íngremes, na falta de pequenos oiteiros, a que vulgarmente chamam - meias laranjas -: os terrenos baixos e de planície criam bem os cafezões, mas estes de ordinário, dão pouco, assim como os voltados para o nascente”.

A título de comparação, em 1836, os municípios de Bananal e Areias (este último englobava, na época, Queluz, Silveiras e São José do Barreiro), produziram em torno de 165.000 arrobas, ou seja, um pouco mais da metade do que produzia-se em Vassouras e Valença.

Note-se que em 1835, os “oiteiros”, ainda pouco explorados e ocupados por mata virgem, eram as áreas preferenciais na expansão das lavouras cafeeiras, em detrimento dos fundos de vales.

Em seguida, o autor relata-nos as técnicas primitivas do plantio do café numa área recém-desmatada:

“Os cafezões plantados nas derrubadas do matto virgem, conjuntamente com o milho, feijão e mandioca, são os que crescem com mais força, e dão fruto mais cedo, ou do terceiro anno em diante: convém porém notar que os troncos e raizes das árvores derrubadas, e que escaparão do fogo, dificultam a plantação e obstão ao bom alinhamento dos cafezões logo na primeira derrubada.

O tempo chuvoso ou nebloso he o próprio para se arrancarem as mudas, ou seja dos viveiros, ou seja das que se achão em bom estado por baixo dos velhos cafezeiros”.

Neste trecho, o autor descreve a capacidade erosiva das chuvas sobre o solo desnudo, inclusive carreando as pequenas mudas de café. Quando este descreve o processo de colheita

da lavoura cafeeira, mostra-nos a forma de cultivo do café, extremamente prejudicial à proteção dos solos, já desnudos:

"Os trabalhadores devem collocar-se no alinhamento dos cafezeiros, encarregando-se cada hum da colheita de huma fileira, começando pelo mais alto do oiteiro e seguindo sempre sua fileira até chegar à sua base".

Evidentemente, este alinhamento dos cafezeiros consiste numa verdadeira rampa para o carreamento de sedimentos por erosão laminar até os fundos de vales e, conseqüentemente, a "fertilíssima" terra do Vale do Paraíba perderia rapidamente o seu horizonte orgânico, legado pela floresta nativa, o que acarretaria numa verdadeira catástrofe na economia regional em fins do século XIX.

O trabalho de Stein (1961), contudo, foi o que forneceu mais subsídios à compreensão da transformação do ambiente no Médio Vale do rio Paraíba do Sul, durante o século XIX. Apesar do fato de seu estudo retratar a história da cultura cafeeira no município de Vassouras, esta análise pode ser estendida para todo o Médio Vale do rio Paraíba do Sul, desde Areias à Valença, que possuem história semelhante e praticamente simultânea, e o quadro natural pouco difere.

Primeiramente, Stein explica as condições naturais que determinaram a localização das lavouras de café na região:

"Pelo fato de os cafezais plantados em lugares altos, por conseguinte frios, não produzirem tanto quanto aquêles plantados nas fraldas das montanhas, a maior parte dos fazendeiros evitavam os solos chamados frios.

Por outro lado, as terras mais baixas e menos inclinadas, entre as serras e o rio Paraíba, eram de melhor qualidade".

Isto explica o fato de o Planalto da Bocaina, a Serra do Mar e da Mantiqueira terem escapado à devastação produzida pela marcha do café.

Em seguida, tem-se uma análise das propriedades físicas dos solos desenvolvidos sobre cobertura florestal na região:

"As margas argilosas e as gredas arenosas do Vale do Paraíba produziam cafezais florescentes, porém, sua fertilidade era efêmera. Foi observado que a mata

virgem freqüentemente tinha pouca matéria orgânica, característica dos solos porosos e arenosos que permitiam o escoamento da matéria orgânica em dissolução nas águas, em vez de retê-la na superfície".

Assim, coloca-se mais um argumento para justificar o rápido declínio da economia cafeeira na região, visto que o colono não hesitava em desmatar novas áreas, logo que as terras cultivadas mostrassem sinais de esgotamento de sua fertilidade:

"Foi assim, pois, que o círculo vicioso que consistia em derrubar a mata virgem para plantar café, empenhando as safras futuras para obter dinheiro, e comprar mais escravos para desbastar matas e plantar mais café, encerrou num círculo de ferro a economia de Vassouras".

Diversos cientistas atravessaram a região de Vassouras no início do século XIX, descrevendo a mata nativa: *"A sublimidade e a grandeza da floresta virgem que impressionou Saint-Hilaire, também espantou o sacerdote britânico Walsh que passou por Vassouras em 1829. Viajando pela estrada da Polícia, no alto da Serra do Mar, anotou o seguinte em seu diário: 'A estrada, ou antes, o caminho, serpeava à beira dos vales e despenhadeiros, ao fundo dos quais, se erguiam árvores de até 120 metros... Quando atingiam essa altura, muitas delas, só então, começavam a estender galhos laterais... formando um pálio sôbre as frondes de suas vizinhas' "*

Em seguida, o estudo de Stein relata uma descrição minuciosa do processo e das técnicas de desmatamento da floresta virgem para expansão dos cafezais:

"Um liberto que participou das derrubadas de mata virgem lembrava o seguinte conselho: 'quando o tornozelo e a metade da barriga da perna afinca no humo, debaixo de uma árvore, o solo é bom'.

Como medida preliminar o carpinteiro da fazenda inspecionava o bosque à procura de madeiras de lei que servissem de construções. Então, no quarto minguante dos meses sem R' (maio a agosto), quando as valas se enchiam de neblina e o ar fresco da manhã, antes da alvorada, causava calafrios nos escravos reunidos, a derrubada começava. A submata e os cipós retrançados eram cortados com foices para abrir caminho aos machadeiros que vinham atrás. Somente escravos experientes

no uso do machado e da foice, caboclos ou agregados, eram destacados para esse serviço. Depois de limpo o chão em volta de uma árvore, o machadeiro começava a cortar à altura da cinta ou, às vezes, em cima de uma plataforma. Um vigia avisava o machadeiro quando devia afastar-se de uma árvore já parcialmente cortada, para recomeçar o trabalho em outra pouco mais acima, na encosta. Quando a árvore estremecia ele se afastava. Quando todas as árvores da lombada se achavam assim enfraquecidas, o mais experimentado machadeiro escolhia aquela que, na sua queda, arrastaria as outras situadas em plano inferior, entrelaçadas todas em cipós. Como um trovão, que se podia ouvir a quilômetros de distância, uma árvore caía depois da outra e uma vasta onda de arvoredo se abatia na lomba do morro. 'A grande árvore no alto derrubava tudo'.

Então, com enorme troada, a madeira que as gerações seguintes não mais encontrariam nas terras desbastadas, as trepadeiras e as vistosas parasitas eram queimadas, transformando-se em chamas, cinzas e fumaça. Os tocos em brasa fumegavam durante muitos dias, e, às vezes, ainda estava quente a terra quando vinham os escravos a abrir covas para o plantio.

A plantação e a cultura do café na terra das derrubadas, enegrecida pelo fogo, juncada de troncos e galhos carbonizados ou parcialmente queimados, cheia de raízes e grandes tocos, constituía em processo laborioso no qual praticamente só podia-se empregar a enxada. A experiência demonstrara que as carreiras de café que subiam pelas encostas, verticalmente, simplificavam o acesso aos cafeeiros, assim como a carpa e a colheita para a turma de escravos”.

Como visto acima, as técnicas de derrubada da mata e de plantio do café favoreceram enormemente a ação dos processos erosivos gerados por fluxo hortoniano, como “splash erosion” ou “sheet wash”. A incrível quantidade de liter e serrapilheira (horizonte O) desse solo florestado, adicionando ao solo exposto pela derrubada das árvores e soerguimento das raízes, é facilmente carregada pela chuva vertente abaixo, logo após a retirada da vegetação. Ainda assim, as primeiras safras dos cafezais nesses solos, apresentaram resultados fabulosos!

Naquela época já notava-se a degradação do ambiente promovida pela introdução do café na região, conforme descreve Stein:

“A plantação dos cafeeiros em fileiras verticais que subiam pelas encostas dos morros apresentavam vantagens e inconvenientes. As encurradas tropicais despencando morro abaixo, pelas íngremes encostas dos cafezais, procuravam a linha dos cafeeiros, onde a terra apresentava depressões deixando as raízes expostas ao ar e ao sol. Um escritor de espírito crítico escreveu: Observai um cafezal na encosta de um morro depois de uma chuva abundante e contínua, vereis um triste espetáculo”.

Os fazendeiros precisavam tomar cuidado até mesmo com as fundações de suas casas, quando no período chuvoso o solo desprotegido transformava-se em lama.

Conseqüentemente, a ininterrupta marcha do café, sempre ávida de terras virgens, resultou na destruição da Mata Atlântica no médio vale do Paraíba do Sul já em meados do século XIX, restando como refúgios as serras mais altas, conforme destaca Stein:

“Foi no fim dessa década de prosperidade (1850-1859) que se vislumbrou o próximo desaparecimento da mata virgem... A extinção da mata virgem não afetava tão somente o pequeno e médio lavrador. Escrevia a Baronesa do Pati, em 1862, a respeito das imensas propriedades por ela e seus filhos herdadas do Barão do Pati de Alferes: “a absoluta falta de terras para novas plantações de café não lhe permitiu entender os cafezais”.

De fato, Taunay também relata a progressão mais veloz da marcha do café, a partir de 1830, no médio vale do Paraíba:

“Nos annos em que o café, invadindo as encostas da serra marítima, ia arrazando, deante de sua marcha invencível, aquella admirável floresta do vale do Parahyba, cuja queima, em 1840, arrancava a Gardner, illustre botânico inglez, verdadeiros gritos de revolta e desespero naquelles annos longínquos, em que o Brasil adquiria novo e preciosíssimo elemento de prosperidade”.

Isto significa que a Mata Atlântica, outrora tão punjante, fora literalmente “riscada do mapa” do médio vale do Paraíba entre 1830 e 1860.

Entre 1850 e 1860, durante o ápice da cultura cafeeira no Médio Vale do rio Paraíba do Sul, surge problemas graves, tais como a proibição do tráfico de escravos (ao qual estava atrelada sua economia de agro-exportação) e os primeiros indícios do declínio de produtividade dos cafezais, onde não adotavam-se quaisquer técnicas de recuperação dos solos. Alguns habitantes mais perspicazes alertavam aos fazendeiros sobre o perigo do esgotamento dos solos, como visto em Stein (1961): *“Um comerciante com negócios tanto em Vassouras, quanto no Rio de Janeiro desespera dos sistema de converter encostas férteis em morros áridos: ‘já não se faz nenhum esforço para melhorar o solo por meio de irrigação ou de qualquer outro sistema, a terra se esgota rapidamente’. Conclui comentando que o solo é cultivado por métodos e instrumentos de 300 anos atrás”*.

Curiosamente, os fazendeiros precisavam combater também diversas pragas, dentre elas, a formiga saúva que, com a derrubada da mata e o desequilíbrio do ecossistema, obteve condições para a sua proliferação em ambiente degradado, fato que não ocorria em ambiente florestal devido, provavelmente, à existência de diversos predadores.

Em 1870, as saúvas representavam uma terrível praga aos cafezais, quando já ocorria o próprio declínio da produção, conforme descreve Stein:

“A devastação trazida ao solo virgem pelo machado, o fogo e a enxada, a saúva acrescentou seu trabalho destruidor. Nem as covas, laboriosamente escavadas por ‘meia dúzia de pretos para destruir um formigueiro’, nem a água, nem a combinação do ar quente e da fumaça soprados por dispendiosos foles nas galerias dos formigueiros davam resultados. Em meados do século, a Câmara de Vassouras relatava que as formigas progrediram terrivelmente neste município... causando grandes danos à agricultura.

A eficiência dessas medidas pode ser aquilatada pela descrição de cafezais cobertos inteiramente de formigueiros, mencionados em inventários a partir de 1870”.

De fato, o Médio vale do rio Paraíba do Sul assistiu a uma ruína tão rápida e vertiginosa da economia cafeeira, quanto o foi a sua ascensão:

“O próspero edifício erigido pelos fazendeiros durante os anos que precederam e seguiram os meados do século XIX trazia no bôjo elementos de auto-destruição”.

O esgotamento dos solos e o fim do tráfico negreiro foram decisivos para a decadência da economia cafeeira na região. A partir de 1870, diversas fazendas entraram em falência, devido à queda de produtividade dos cafezais e ao envelhecimento e encarecimento da mão-de-obra escrava. Com a abolição da escravatura, decretava-se a ruína da economia aristocrática e escravocrata regional e o Oeste Paulista tornava-se o novo pólo cafeeiro nacional.

Segundo relato de um observador em 1863, diversos municípios já haviam destruído todas as suas reservas florestais e suas economias estavam fadadas ao declínio.

A seguir, Stein analisa os efeitos da degradação ambiental promovida nas áreas submetidas ao jugo do café em relação a uma transformação na dinâmica hidrológica e climática regional:

“A devastação dos morros cobertos de mata virgem, de Vassouras, provocou a erosão e as mudanças climáticas. De um extremo ao outro do Vale do Paraíba a história se repetia, a natureza ajudando o trabalho destrutivo do homem. Tão má era a situação em Entre-Rios, sobre o Paraíba, perto de Vassouras, que Burton em 1867 proclamava que a região estava ‘despida de cafezais... as chuvas torrenciais seguindo as queimas anuais levaram completamente o humo dos morros devastados, arrastando-o para estreitos vales pantanosos... cada regato é um esgôto de adubo líquido, levando para o Atlântico, e o solo superficial parece um campo de tijôlo”.

Esta descrição mostra-nos inequivocamente o catastrófico grau de desequilíbrio da dinâmica hidrológica promovida pela cultura cafeeira em escala regional. A quantidade de sedimentos que convergia para os fundos de vales era muito superior à capacidade de transporte dos canais promovendo, portanto, um processo de agradação dos vales em escala regional, devido ao desajuste do sistema fluvial. Esta sedimentação foi proveniente da acelerada erosão das vertentes que resultou na remoção generalizada do horizonte orgânico, superficial, legado pela floresta.

“Confirmando essa suposição, vinte anos mais tarde (1887) um outro observador lamentava a perda da rica cobertura do solo arrastada pelas torrentes que corriam em leitos rochosos; quando existiam terraços ao longo dos rios, invariavelmente a terra era constituída por argila estéril. ‘Todo o humo é carreado

pelas torrentes e somente a argila, o elemento mais pesado, fica depositado formando um sedimento compacto e inaproveitável””.

Nesta passagem, o autor descreve explicitamente o processo de construção de planícies fluviais resultantes da transformação antrópica ocorrida no período do café.

Em paralelo ao processo de entulhamento dos fundos de vales fluviais, ocorria uma irreversível transformação da dinâmica climática regional, cujos efeitos já haviam sido sentidos em 1859, quando um relatório provincial acusava uma crescente irregularidade das estações:

“No Congresso Agrícola relataram que nos ‘bons tempos antigos’ chuvas abundantes caíam desde o princípio de agosto até o fim de maio com somente uma quinzena de tempo quente e seco, o veranico, durante êsse período. A situação mudou completamente. ‘Hoje em dia temos de oito a nove meses de seca e somente três ou quatro meses de chuva’. Entrementes o veranico se transformara em terror para os fazendeiros que acreditavam que ‘a sêca que viera de propósito para secar a planta regada pelo suor da escravidão’. Quinze anos mais tarde (1874) um habitante de Vassouras declarava que a devastação em massa das árvores nos pontos mais altos da província explicavam o desaparecimento das chuvas regulares e periódicas que ocorriam antigamente””.

Em síntese, pode-se dizer que, num período de 30 a 40 anos, o café mudou irreversivelmente de um regime hidrológico típico de uma floresta pluvial para o de uma savana.

Pode-se imaginar, então, que o tipo climático super-úmido, sem registro de seca o ano inteiro, existente atualmente no Sul da Bahia e na Amazônia Ocidental, teria se estendido antigamente por todo o domínio original da Mata Atlântica e com a derrubada da mata virgem, o tipo climático semi-úmido, típico do Cerrado Brasileiro, teria avançado sobre toda a área degradada.

“Em 1887, os fazendeiros da região se queixavam a Goldi que chovia menos e muito mais irregularmente do que antes. Duvidando que o total pluviométrico houvesse diminuído, e não dispondo de tempo nem de instrumentos para fazer observações pessoais já que os fazendeiros do Vale nunca fizeram registros meteorológicos contínuos, Goldi obteve relatórios a respeito da meteorologia da cidade do Rio de

Janeiro. Suas dívidas iniciais se justificaram: 'No que diz respeito à quantidade não chove menos do que antigamente. O número total dos dias com chuva diminuiu, a relativa quantidade de queda pluviométrica durante cada dia de chuva aumentou, as chuvas não seguem mais o padrão cronológico que seguiam antigamente'".

Com base na análise de Goldi, além de uma concentração anual das chuvas no verão, a mudança climática acarretou num aumento de eventos críticos (chuvas torrenciais) capazes de acionar diversos processos erosivos, agravando o já dramático cenário ambiental do Médio Vale do rio Paraíba do Sul em fins do século XIX.

Braga (1954) procura justificar a influência das reservas florestais na manutenção das condições climáticas, devido à manutenção do grau higrométrico do ar, facilitando a precipitação das chuvas: "... A devastação das florestas cria o regimen das chuvas torrenciais, agravando a violência da erosão (enxurrada) dos solos, o maior e mais tenebroso elemento de destruição da fertilidade das terras.

As florestas, retirando do meio ambiente grandes massas de calor para a sua manutenção, impedem que essa temperatura ambiente se eleve muito, dificultando dessa maneira o regimen torrencial.

Entretanto, depois que as florestas foram destruídas pelos incêndios afetados pela preocupação dominante dos criadores de gado, para formar pastagens, as secas e os rios temporários tornaram-se, daí por diante, fenômenos regulares".

Braga alertou em 1950 para esse perigo em Minas: "Se não forem feitos serviços de proteção vegetal nas cabeceiras deste rio (rio Pará, no reverso da Serra da Mantiqueira), as erosões violentas que anualmente vão se processar no seu vale, virão criar o conhecido fenômeno da colmatagem de sua bacia de acumulação, isto é, com a sedimentação de toneladas de húmus, e, de tal ordem, que, muito mais breve do que se pensa ficará esta bacia reduzida extremamente na sua capacidade".

Em fins do século XIX, a economia do Médio Vale do rio Paraíba do Sul sofria uma profunda crise calcada na violenta queda de produtividade da lavoura cafeeira. As outrora prodigiosas plantações de café nos municípios de Areias, Bananal, Resende, Vassouras, Valença, Cantagalo, etc. eram derrubadas e queimadas e as áreas produtoras de café migraram para o Norte

Fluminense, Zona da Mata Mineira, Sul do espírito Santo e Oeste de São Paulo, este último com seus fertilíssimos solos de terra roxa.

As observações realizadas por Stein confirmam o exposto anteriormente:

“Sob o efeito das encurradas estivais e das colheitas e derriçagens anuais, os cafeeiros velhos e esterilizados não produziam mais fructos e eram abandonados. Alguns eram transformados em lenha para o fogo, outros eram cortados, e o restante era deixado definhar no local”.

Os fazendeiros locais não podiam explicar como uma terra, que sustentava tão imponente floresta, não podia sustentar sua “mata de cafezais”. Na realidade, a mata virgem era praticamente auto-sustentável e o carreamento do horizonte superficial do solo promoveu o seu rápido esgotamento. A partir de 1870, essa região começou a sofrer uma forte concorrência das novas plantações de café do Oeste de São Paulo, o que veio a agravar ainda mais a sua situação econômica, resultando no endividamento e, até mesmo, na falência dos cafeicultores do Vale do Paraíba.

Segundo Stein, em 1885, a produção cafeeira paulista suplantava a produção cafeeira fluminense.

Entretanto, a abolição da escravatura em 1888 foi o golpe final para o desmoronamento da economia agro-exportadora implantada na região, na qual o escravo era indispensável como mão-de-obra:

“O envelhecimento e conseqüente abandono dos cafezais, a diminuição ou o desaparecimento da mata virgem, assim como o alastramento do mato e da saíva pelos morros não solaparam o edificio social e econômico de Vassouras com tanta eficácia como a alteração ‘dos instrumentos vivos do trabalho’, órgão vital de tôdas as fazendas - os escravos”.

E, finalmente, Stein relata o fim do ciclo cafeeiro em Vassouras e por todo o Médio Vale do rio Paraíba do Sul e a busca de uma nova ordem econômica baseada na pecuária leiteira, visto que a agricultura tornou-se impraticável:

“Na década de 90, os cafezais de Vassouras eram sombra daquilo que em décadas anteriores tinha constituído o orgulho e a fortuna dos fazendeiros locais...”

Invadidas pelo mato, e se estendendo por cima dos morros, os renques de cafeeiros velhos, raquíticos e improdutivos não tinham morte tranquila. Tão vastas extensões de morros não podiam ser deixadas completamente ao abandono. Ao encalço daqueles que quase um século antes dirigiram-se para o litoral retrocedendo dos campos auríferos de Minas Gerais, veio uma segunda leva de colonizadores. Desta vez não vinham aprender a fazer uma nova cultura. Traziam gado consigo, cuja carne e leite podiam abastecer a população da Capital da República. Em Vassouras, assim como em outros municípios do vale do Paraíba, os novos colonizadores encontravam pastagens mais baratas que no Sul de Minas. Podiam largar o gado para pastar à vontade o capim-angola, o capim-membaça, o capim gordura, que se alastravam rapidamente pelos cafezais abandonados. Como dizia um habitante da localidade: "A pastagem invadia os cafezais". Um fazendeiro já despachava leite do município em 1889; adaptando-se aos tempos novos, os primeiros rolos de arame farpado foram comprados pela municipalidade em outubro de 1893".

O rastro deixado pelo café é, portanto, inconfundível e desolador, principalmente no relevo cristalino de "mares de morros", pelo qual se caracteriza o vale do Paraíba, onde a Mata Atlântica foi queimada para dar lugar a pastos, capoeiras e "terras cansadas", marcadas pela erosão das vertentes e pelo entulhamento dos fundos de vales. Isto ocorreu devido a uma mudança radical da dinâmica hidrológica das encostas: a dinâmica subsuperficial presente na floresta foi abruptamente substituída pelo escoamento superficial, que acionou os mecanismos de erosão laminar. (FIGURA 29).

É possível que o processo de desintegração da economia cafeeira ocorresse um pouco mais tarde em Areias e Bananal, visto que em 1886 ainda obtinham safras espetaculares.

Contudo, essa deteriorização da economia cafeeira ocorreu de forma conturbada, devido à resistência dos cafeicultores do vale do Paraíba que, apesar de economicamente falidos, possuíam ainda extraordinário poder político diante do Império e dos governos da República Velha. O Convênio de Taubaté (1906) serviu como instrumento de manutenção dos privilégios desses fazendeiros e de suas plantações de café, que persistiam numa atividade econômica falida.

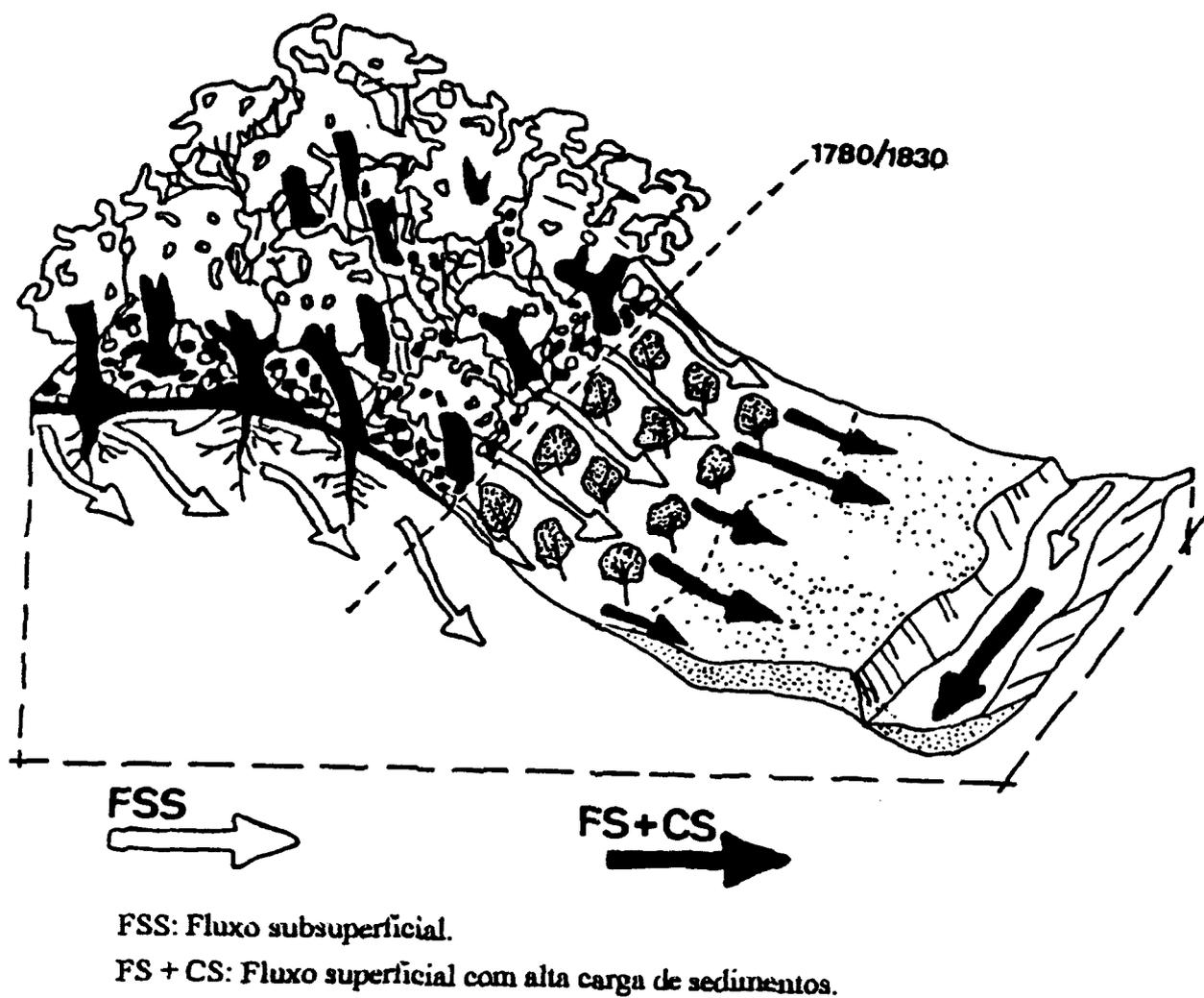


FIGURA 29: Bloco-diagrama esquemático do regime hidrológico e dos processos erosivos associados no ambiente florestal e de cafezais.

Alves (1934) analisa este assunto: *“É do problema criado com o esgotamento de grandes áreas de terra por cafezais ainda assim em exploração, que vos desejo falar, apresentando sugestões que julgo oportunas, solução que suponho econômica. Efetivamente, não se compreende continuem sendo explorados na produção cafeeira imensos tratos de terra, outrora férteis, com produção ascendendo a 200, 250 e mais arrobas por mil pés, e que hoje, esgotados pela cultura continuada desta planta, não alcançam produção superior a 35 arrobas, baixando em muitos casos a 25 arrobas por mil pés. Só com o amparo indireto, como no momento se verifica, das zonas fortemente produtoras poderiam as chamadas zonas velhas ou esgotadas se sustentar. Mas as consequências de tal orientação aí se encontram: - uma defesa artificial do produto, levantada sobre bases falsas, por isso insustentável sem grandes dispêndios.*

Em lugar de permitirmos, seja o café produzido, para depois de colhido e armazenado, destruí-lo, temos forçosamente - e não haverá outro caminho - de reduzir essa produção. Temos que abandonar grandes plantações”.

Aqui o autor retrata a economia cafeeira brasileira no início do século XX em superprodução, na qual o governo compromete-se em comprar todo o excedente de café e queimá-lo, conforme planejado no Convênio de Taubaté. Alves propõe a destruição dos cafezais das “zonas velhas”, principalmente o vale do Paraíba, para a criação do gado leiteiro:

“Bastaria que uma pequena parte das verbas, agora destinadas à compra de café para a destruição, fôsse reservada à indenização do fazendeiro, pelos lotes que êle quizesse substituir por prados artificiais”.

Alves relata que a região de Bananal rapidamente transformou seus cafezais em pastagens, possivelmente antes da virada do século: *“Mas tomais como a exemplo a região paulista vizinha àquele estado (Rio de Janeiro), a do Vale do Paraíba, e constatareis, facilmente que transformação colossal operou ali a adoção da indústria leiteira em substituição dos cafezais antigos”.*

E assim, o Homem transformou, ao longo de 200 anos, o Médio Vale do rio Paraíba do Sul, de uma paisagem de floresta virgem para uma paisagem de cafezais e, posteriormente, numa

paisagem de pastagens; cada ambiente com uma resposta distinta às transformações ambientais impostas pelo Homem.

Nos últimos 200 anos, ocorreram transformações ambientais mais significativas do que em 8.000 anos devido à ação antrópica que, inclusive, promoveram um expressivo reafeiçoamento da paisagem, e não podem ser menosprezadas no estudo dos processos que regulam a evolução do relevo e na compreensão da dinâmica hidrológica atual e dos ambientes florestal e cafeeiro.

5.5.2) AVALIAÇÃO QUANTITATIVA DO IMPACTO EROSIVO-DEPOSICIONAL DURANTE O CICLO CAFEIEIRO.

Embora ainda se encontre em processo de formação nos dias atuais em taxas baixas, os depósitos da atual planície de inundação, por meio de datações absolutas, acusam uma idade aproximada de 200 anos relacionando-se, portanto, ao ciclo cafeeiro. Em reforço a esta informação, foram encontrados artefatos arqueológicos do período do café desenterrados da planície de inundação do vale do rio da Carioca e do córrego Resgate, ambos afluentes do rio do Bananal.

Portanto, tendo em vista que a atual planície de inundação tem sua gênese associada à destruição da floresta nativa para a implantação de uma cultura de agro-exportação, gerando uma carga de sedimentos para os fundos de vales muito superior à sua capacidade de transporte, é possível determinar com considerável precisão o impacto geomorfológico resultante do ciclo cafeeiro numa bacia fluvial, através do cálculo de taxas de sedimentação dos depósitos de planície de inundação numa determinada bacia de drenagem, assim como foi realizado para o evento erosivo-deposicional durante a transição Pleistoceno-Holoceno.

Para efeito de comparação entre os dois eventos erosivo-deposicionais, foram selecionadas as mesmas sub-bacias em análise do rio Piracema (Figura 27). Foram coletadas amostras para datação por radiocarbono em depósitos de planície de inundação em dois segmentos da bacia: acima e abaixo de um "knickpoint" de 7 metros de desnivelamento, que isola o segmento da bacia à montante dos períodos de entulhamento dos fundos de vales e de

reencaixamento da drenagem em escala regional. Os dois perfis acusaram idades entre 110 e 200 anos BP. A bacia de drenagem à montante deste "knickpoint" correlaciona-se à bacia do rio Doce, médio-alto curso do rio Piracema.

Partindo do pressuposto que o período de tempo em que o solo esteve desprovido de uma cobertura vegetal capaz de evitar processos laminares de carreamento dos sedimentos ("sheet-wash erosion"), ou seja, entre a destruição da mata nativa até a retirada dos cafezais envelhecidos para plantação de gramíneas, teve uma duração aproximada de 100 anos, conclui-se que este período corresponde à duração do evento agradacional que originou as atuais planícies de inundação. Desta forma, os cálculos de Taxas de Sedimentação e de Rebaixamento Estimado do Relevo foram processados com base nesse período de aproximadamente 100 anos.

Considerando todos estes parâmetros, o volume de sedimentos estocados nas planícies de inundação da bacia do rio Piracema atingiram um montante da ordem de 9.700.000 m³ de sedimentos. Estes valores indicam que as taxas de sedimentação da bacia do rio Piracema durante o período cafeeiro atingiram valores da ordem de 97.000 m³/ano de sedimentos para uma bacia de apenas 130,6 km² de área.

Comparando a sedimentação nos fundos de vales do rio Piracema, respectivamente à juzante e à montante de um nível de base local de 7 metros de desnivelamento, observa-se que a planície de inundação à juzante do "knickpoint" ocupa uma área de 1,42 km² por 18 km de extensão do canal, enquanto que à montante do "knickpoint", as planícies de inundação ocupam uma área de apenas 0,51 km² por 10 km de extensão do canal. A espessura dos depósitos de planície de inundação também varia à montante, onde o depósito registra em média 2,0m de espessura e à juzante, 3,5m de espessura. (TABELA 7).

A partir de uma análise comparativa dos dois segmentos da bacia do rio Piracema, entre os quais ocorre o nível de base local, podemos sugerir que a velocidade de agradação dos fundos de vales é maior à juzante (3.737 m³/km/ano) do que à montante (1.275 m³/km/ano), devido, principalmente, ao aumento da extensão da área-fonte de sedimentos. Não se exclui, também, uma possível influência do nível de base local no impedimento da propagação à remontante do entulhamento dos fundos de vales. Para a bacia do rio Manso, principal

tributário do rio Piracema, que abrange uma área de 50,4 km², foram registradas taxas de sedimentação de 3.208 m³/km/ano, semelhantes ao canal principal.

Com base no cálculo de taxas de rebaixamento estimado do relevo para a bacia do rio Piracema, o processo de dissecação do relevo via recuo de vertentes, destruição de divisores e rebaixamento do nível de base local não foi homogêneo para toda a bacia em questão. Apesar do evento erosivo ocorrer por toda a bacia de drenagem, a magnitude de remoção de sedimentos foi superior à juzante, possivelmente condicionada, dentre outros fatores, por um incremento na descarga hidráulica. O desmatamento e o uso do solo mais intenso na região de colinas contribuem para esta observação. As bacias do rio Piracema e do rio Manso registraram índices mais elevados (0,75 e 0,76 mm/ano, respectivamente) em relação às bacias dos rios Doce e Fortaleza, menos extensas e localizadas próximo à zona montanhosa, registrando índices de 0,36 e 0,58 mm/ano, respectivamente.

A magnitude do evento erosivo-deposicional situado na transição Pleistoceno-Holoceno foi superior à relacionada ao ciclo cafeeiro, conforme demonstram os valores obtidos sobre o volume total dos depósitos. O volume dos depósitos correlacionados à Transição Pleistoceno-Holoceno atingiram um montante da ordem de 77.000.000 m³ de sedimentos, enquanto que o volume dos depósitos correlacionados ao ciclo cafeeiro atingiram um montante bem inferior, da ordem de 9.700.000 m³ de sedimentos. Para que se tenha uma dimensão mais nítida destes valores, durante a transição Pleistoceno-Holoceno, os processos erosivos promoveram, em média, uma remoção de cerca de 60 cm de solo e, considerando apenas as concavidades em zonas de cabeceira, houve uma remoção da ordem de três metros de solo, enquanto que durante o ciclo cafeeiro, os processos erosivos promoveram, em média, uma remoção bastante inferior, de cerca de 7,5 cm de solo correspondendo, fundamentalmente, ao horizonte A, rico em matéria orgânica, legado pela floresta.

Apesar do fato de a magnitude do evento erosivo-deposicional situado na transição Pleistoceno-Holoceno ser muito superior à registrada durante o ciclo cafeeiro, este, por sua vez, caracterizou-se por uma maior intensidade dos processos erosivos, conforme demonstra a análise comparativa das Taxas de Sedimentação.

TABELA 7: Mensurações dos depósitos fluviais correlativos ao ciclo cafeeiro.

Bacia de Drenagem	A (km ²)	D (km ²)	E (m)	V (m ³)	C (km)	Ts (m ³ /km/ano)	Tr (mm/ano)	Rebaixamento Total (m)
Rio Piracema	130,6	3,47	2,8	9.716.000	26	3.737	0,75	0,075
Rio Manso	50,4	1,54	2,5	3.850.000	12	3.208	0,76	0,076
Rio Doce	28,1	0,51	2,0	1.020.000	8	1.275	0,36	0,036
Rio da Fortaleza	13,8	0,34	2,3	782.000	9	870	0,58	0,058

Fonte: Cartas Topográficas, Aerofotogrametria e coleta de campo.

A (km²) = Área da bacia de drenagem.

D (km²) = Área ocupada pelo terraço fluvial.

E (m) = Espessura média do terraço fluvial.

V (m³) = Volume de sedimentos do terraço fluvial.

C (km) = Comprimento do canal principal.

Ts (m³/km/ano) = Taxas de sedimentação.

Tr (mm/ano) = Taxas de rebaixamento estimado do relevo.

Durante a transição Pleistoceno-Holoceno, foram mensuradas Taxas de Sedimentação da ordem de 38.600 m³/ano para toda a bacia do rio Piracema, enquanto que durante o ciclo cafeeiro, as Taxas de Sedimentação atingiram a marca de 97.000 m³/ano, ou seja, aproximadamente 2,5 vezes superior ao registrado há aproximadamente 9.000 A.P.

Apesar do subdimensionamento dos eventos erosivo-deposicionais, os valores obtidos dos depósitos fluviais estocados nos fundos de vales retratam nitidamente a magnitude de cada um dos dois ciclos agradacionais registrados na paisagem.

Destaca-se, portanto, o caráter catastrófico e instantâneo (levando em consideração a escala geológica do tempo, por onde seguem curso os eventos naturais) da intervenção humana no ambiente, visto que a retirada abrupta da vegetação florestal no Médio Vale do rio Paraíba do Sul, no início e em meados do século XIX, implicou em processos erosivos muito mais intensos do que os ocorridos, em termos médios, durante a transição Pleistoceno-Holoceno desencadeados, provavelmente, por mudanças climáticas.

Além disso, destaca-se o caráter local e catastrófico do ciclo erosivo-deposicional de 10.000-8.000 A.P., nas rampas de cabeceira de drenagem, que produz Taxas de Rebaixamento Estimado do Relevo da ordem de 1,50 mm/ano e que resultou na remoção de 3m de solo. Este grau de dissecação, certamente, atingiu a rocha e este fato está documentado na paisagem, visto que diversos depósitos alúvio-coluviais possuem embutidos muitos fragmentos de rocha alterada.

Assim sendo, os resultados dão suporte às idéias de Meis & Monteiro (1979) e Meis & Moura (1984) de que os eventos erosivo-deposicionais produzem o recuo acelerado das vertentes, com coalescência de rampas e destruição de divisores. Da mesma forma, os níveis de agradação identificados nos fundos de vales são resultantes imediatos da deposição do material erodido das rampas, o que confere um processo de agradação sincrônica entre os domínios fluvial e de encosta.

6) CONCLUSÕES:

Com base em todos os resultados obtidos evidencia-se, na região do Médio Vale do rio Paraíba do Sul e, em particular, na bacia do rio do Bananal e em algumas áreas adjacentes, um padrão de sedimentação fluvial não uniforme no espaço e no tempo, conforme sugerem as diversas análises integradas apresentadas por este estudo, sintetizadas a seguir:

1) A morfologia dos fundos de vales na bacia do rio Bananal apresenta como característica principal o papel desempenhado pelos "knickpoints" na geração de uma sucessão de alvéolos e estrangulamentos ao longo dos vales principais. Situações locais das lito-estruturas do substrato geológico e a ocorrência de litologias, aparentemente mais resistentes, que cruzam os eixos dos vales principais parecem ser responsáveis, pelo menos em parte, pelo estrangulamento dos vales sugerindo, assim, uma condição favorável de retenção de sedimentos à montante e, portanto, afetando a extensão da agradação dos fundos de vales.

Os valores médios de largura do rio Piracema, relativamente inferiores aos do rio Manso, podem explicar as maiores espessuras dos depósitos correlativos ao terraço fluvial ao longo do vale do rio Piracema. Por outro lado, as espessuras relativamente menores do terraço fluvial, ao longo do vale do rio Manso, podem estar associadas ao fato de que este vale está suspenso, em relação ao rio Piracema, por uma seqüência de corredeiras e degraus que perfazem um desnivelamento total de aproximadamente 10 metros. Como resultante da variação morfológica dos vales, nesses dois rios citados, pode-se apontar, ainda, o espriamento maior dos sedimentos no vale do rio Manso, promovendo o afogamento de extensas áreas, como visto na área Campinho.

Situações de campo, onde os vales apresentam-se estreitos e encaixados à juzante de "knickpoints", e amplos e afogados de sedimentos à montante, foram observadas de forma bastante expressiva também nos vales do rio da Bocaina, do rio da Carioca, do rio do Salto e do Córrego do Cafundó.

2) O sistema de drenagem na bacia do rio Bananal e em áreas adjacentes no Médio Vale do rio Paraíba do Sul tende a apresentar, freqüentemente, um padrão treliça, mostrando desvios ortogonais de orientação dos canais, geralmente associados à interseção de fraturas de diferentes "sets" ou à interseção de fraturas com o "strike" da foliação principal.

Os resultados demonstram que a litologia não consiste no único condicionante efetivo na geração de “knickpoints”, visto que as feições estruturais (foliação e fraturas) exercem um controle bastante significativo. Esta análise corrobora com as conclusões de Miller (1991), que destaca que os “knickpoints” são formados quando a orientação do canal muda em relação à foliação/bandamento. Entretanto, a proposta de Seidl & Dietrich (1992) não pode ser descartada, pois em diversos casos da área estudada, observou-se que estas feições localizam-se, por vezes, distantes do contato litológico, sugerindo uma condição de migração à remontante da cabeça do “knickpoint”.

Ressalta-se ainda que, na bacia do rio Bananal, o controle estrutural mais expressivo consiste na orientação do fraturamento em relação à foliação. As fraturas que cortam verticalmente o substrato rochoso em vários “sets” condicionam a trajetória do fluxo d’água canalizada e, conseqüentemente, direcionam a expansão da rede de canais, produzindo na morfologia fluvial desvios de até 90°. Mudanças na direção de segmentos de canal que formam cotovelos de até 90°, são freqüentemente decorrentes da interceptação de um canal de “strike” por um “set” de fraturamento, desviando-o para um canal de “dip” ou “anti-dip”, e vice-versa. Neste trecho, é freqüente a ocorrência de “knickpoints”.

3) Nos vales suspensos, produzidos por níveis de base locais de expressivo desnivelamento na paisagem, registra-se uma tendência de retenção de sedimentos e geração de extensos alvéolos imediatamente à montante de “knickpoints”, funcionando como uma barragem natural ao transporte da carga de sedimentos. A própria formação de alvéolos nestes vales suspensos revela uma maior efetividade nos processos que governam o recuo lateral das vertentes, enquanto que nos vales ajustados ao nível de base regional prevalecem os processos de incisão vertical dos canais. Tal fato pode ser visto como decorrência natural do ajuste dos gradientes laterais das encostas com o gradiente dos fundos de vales nos vales suspensos, localmente controlados por um nível de base mais elevado do que a rede regional de canais.

Se, por um lado, os “knickpoints” rochosos de maior desnivelamento consistem em pontos de limitação da propagação à remontante da sedimentação nos fundos de vales, por outro, sua associação com os estrangulamentos parece favorecer a retenção e o espriamento de sedimentos

nos alvéolos imediatamente à montante dos “knickpoints”, promovendo uma estocagem diferencial nas bacias fluviais.

4) Os níveis de base locais atuam de forma marcante na retenção de sedimentos em bacias suspensas à rede regional de canais. Sugere-se que as variáveis que controlam mais efetivamente a produção e a estocagem de sedimentos à montante dos “knickpoints” são a densidade de concavidades e o gradiente da bacia suspensa e, subordinadamente, o desnivelamento produzido pelo “knickpoint”. O substrato geológico, devido à sua anisotropia composicional e estrutural, também exerce um papel relevante na estocagem diferencial de sedimentos em bacias fluviais.

5) Segundo diversos estudos encontrados na literatura, a transição Pleistoceno- Holoceno caracteriza-se por uma transição climática entre o final do último glacial, muito frio e seco, e o início do Holoceno, quente e muito úmido. Segundo Thomas & Thorp (1994), este período, que pode se estender em torno de 13.000-8.000 A.P., é marcado por intensos eventos erosivo-deposicionais por todas as regiões tropicais. Todo este conjunto de dados corrobora com os dados obtidos por Coelho Netto et al. (1994) que registram, no Médio Vale do rio Paraíba do Sul, um expressivo ciclo de agradação com sucessivos episódios na transição Pleistoceno-Holoceno, entre 10.000-8.000 A.P., estando documentado em sequências de colúvios nas vertentes, em depósitos de leques alúvio-colúviais em pequenas bacias tributárias e nos depósitos de terraços fluviais.

6) A partir da análise histórica da ocupação humana no Médio Vale do rio Paraíba do Sul nos últimos 200 anos, e por cálculo de Taxas de Sedimentação dos depósitos correlacionados ao ciclo cafeeiro, podemos concluir que ocorreu uma profunda transformação do ambiente, expressa através de mudanças climáticas, hidrológicas e geomorfológicas. A retirada da mata virgem e a conseqüente desorganização do sistema promoveu um vertiginoso processo de erosão das vertentes e agradação dos fundos de vales.

Este processo ocorreu no período do café por fluxo superficial (“splash erosion” e “sheet-wash erosion”), voltando a ocorrer, a partir deste século, com a introdução da pecuária leiteira e com a vegetação de gramíneas, por fluxo subsuperficial, gerando erosão linear acelerada (“seepage erosion”), conforme explica Coelho Netto *et al.* (1988) para a região de Bananal.

Com base nos resultados obtidos das Taxas de Rebaixamento Estimado do Relevo, podemos sugerir que, durante o ciclo cafeeiro, a bacia do rio Piracema registrou um rebaixamento de, pelo

menos, 7,5 cm, o que implica, no mínimo, na perda do horizonte orgânico legado pela floresta, cuja consequência foi a ruína econômica de toda a região no final do século XIX. O médio Vale do rio Paraíba do Sul localiza-se, portanto, no “rastros do café”, abandonando esta região em busca de novas terras e deixando para trás um cenário ambiental extremamente degradado.

7) Durante a transição Pleistoceno-Holoceno foram mensuradas Taxas de Sedimentação da ordem de 38.600 m³/ano para toda a bacia do rio Piracema, enquanto que durante o ciclo cafeeiro as Taxas de Sedimentação atingiram a marca de 97.000 m³/ano, ou seja, aproximadamente 2,5 vezes superior ao registrado há cerca de 9.000 A.P.

Apesar do subdimensionamento dos eventos erosivo-deposicionais, os valores obtidos dos depósitos fluviais estocados nos fundos de vales retratam nitidamente a magnitude de cada um dos dois ciclos agradacionais registrados na paisagem.

Destaca-se, portanto, o caráter catastrófico e instantâneo (levando em consideração a escala geológica do tempo, por onde seguem curso os eventos naturais) da intervenção humana no ambiente, visto que a retirada abrupta da vegetação florestal no Médio Vale do rio Paraíba do Sul, no início e em meados do século XIX, implicou em processos erosivos muito mais intensos do que os ocorridos, em termos médios, durante a transição Pleistoceno-Holoceno desencadeados, provavelmente, por mudanças climáticas.

Além disso, destaca-se o caráter local e catastrófico do ciclo erosivo-deposicional de 10.000-8.000 A.P. nas rampas de cabeceira de drenagem, que produz Taxas de Rebaixamento Estimado do Relevo da ordem de 1,50 mm/ano e que resultou na remoção de 3m de solo. Este grau de dissecação, certamente, atingiu a rocha e este fato está documentado na paisagem, visto que diversos depósitos alúvio-coluviais possuem embutidos muito fragmentos de rocha alterada.

Assim sendo, os resultados dão suporte às idéias de Meis & Monteiro (1979) e Meis & Moura (1984) de que os eventos erosivo-deposicionais produzem o recuo acelerado das vertentes, com coalescência de rampas e destruição de divisores. Da mesma forma, os níveis de agradação identificados nos fundos de vales são resultantes imediatos da deposição do material erodido das rampas, o que confere um processo de agradação sincrônica entre os domínios fluvial e de encosta.

8) Este estudo visa, finalmente, trazer uma contribuição metodológica às tentativas de mensuração de uma determinada transformação ambiental através de seu rastro impresso na paisagem.

Desta forma, os depósitos fluviais datados na bacia do rio Piracema, remanescentes de ciclos de agradação, acarretados tanto por mudanças de ordem natural durante a transição Pleistoceno-Holoceno, quanto por mudanças induzidas pela alteração humana do ambiente nos últimos 200 anos foram, portanto, a chave para a avaliação da magnitude de cada um dos eventos erosivo-deposicionais em questão.

Tal fato pôde ser avaliado através da mensuração dos volumes de sedimentos estocados nos fundos de vales e da compreensão dos processos que desencadearam a ocorrência destes eventos, tanto na história geológica recente, escrita pela natureza, quanto na história humana, mais recente, escrita pela sociedade em sua contínua antropomorfização da paisagem.

7) BIBLIOGRAFIA:

- AB'SABER, A.N. (1977). 'Espaços ocupados pela extensão dos climas secos na América do Sul por ocasião dos períodos glaciais quaternários'. *Paleoclimas*, 3, p.1-19.
- ABSY, M.L.; CLEEF, A.; FOURNIER, M.; MARTIN, L.; SERVANT, M.; SIFEDDINE, A.; FERREIRA DA SILVA, M.; SOUBIÈS, F.; SUGUIO, K.; TURCQ, B. & VAN DER HAMMEN, T. (1991). 'Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60.000 dernières années'. *Comptes Rendus Academie des Sciences, Paris*, 312. Série II, p.673-678.
- AGUIAR, J.J.F. (1836). 'Pequena memória sobre a plantação, cultura e colheita do café na qual se expõe os processos seguidos pelos fazendeiros d'esta província até ser exportado para o comércio - Vassouras'. *Imprensa Americana*. Rio de Janeiro/ RJ, 17p.
- ALEXANDROWICZ, Z. (1994). 'Geologically controlled waterfalls types in the Outer Carpatians'. *Geomorphology*, 9, p.155-165.
- ALMEIDA, J.C.H.; EIRADO SILVA, L.G. & AVELAR, A.S. (1991). 'Coluna tectono-estratigráfica de parte do Complexo Paraíba do Sul na região de Bananal - SP'. In: *Simpósio de Geologia do Sudeste*, 2. São Paulo. Atas...SBG, p.509-518.
- ALMEIDA, J.C.H.; EIRADO SILVA, L.G. & VALLADARES, C.S. (1993). 'O Grupo Paraíba do Sul e as rochas granitóides na região de Bananal (SP) e Rio Claro (RJ): uma proposta de formalização lito-estratigráfica'. In: *Simpósio de Geologia do Sudeste*, 3. Rio de Janeiro. Atas...SBG, p.155-160.
- ALVES, L. (1934). 'O problema cafeeiro de São Paulo e a pecuária de leite: uma solução para as zonas velhas'. *Imprensa Gammon*. Lavras/ MG, 22p.
- ASMUS, H.E. & FERRARI, A.L. (1978). 'Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil'. PETROBRAS, *Projeto REMAC*, 4, p.75-88.
- AVELAR, A.S. & COELHO NETTO, A.L. (1992). 'Faturas e desenvolvimento de unidades geomorfológicas côncavas no Médio Vale do rio Paraíba do Sul'. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(2), p.222-227.

- BEGIN, Z.B.; MEYER, D.F. & SCHUMM, S.A. (1981). 'Development of longitudinal profiles of alluvial channels in response to base-level lowering'. *Earth Surface Processes and Landforms*, 6, p.49-68.
- BENDAL, L. (1990). 'The influence of debris flows on channels and valleys floors in the Oregon Coast Range, USA'. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15, p.457-466.
- BIGARELLA, J.J. & MOUSINHO, M.R. (1965). 'Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas'. *Boletim Paranaense de Geografia*, 16/17, p.153-197.
- BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R. & SILVA, J.X. (1965). 'Considerações a respeito da evolução das vertentes'. *Boletim Paranaense de Geografia*, 16/17, p.85-116.
- BRADBURY, J.P.; LEYDEN, B.; SALGADO-LABORIAU, M.; LEWIS Jr., W.M.; SCHUBERT, C. BINFORD, M.W.; FREY, D.G.; WHITEHEAD, D.R. & WEIBEZAHN, F.H. (1981). 'Late Quaternary environmental history of lake Valencia, Venezuela'. *Science*, 214, p.1299-1305.
- BRAGA, D.D. (1954). 'Os rios estão secando lentamente... Qual será o nosso destino?'. *Imprensa Oficial*. Belo Horizonte/ MG, 37p.
- BÜDEL, J. (1973) 'The climatic geomorphic system'. In: *Climatic Geomorphology*. Ed. Derbyshire, p. 104-130.
- BUSH, M.B. (1994). 'Amazonian speciation: a necessarily complex model'. *Journal of Biogeography*, 21, p.5-17.
- BUSH, M.B.; COLINVAUX, P.A.; WIEMANN, M.C.; PIPERNO, D.R.; LIU, K.B. (1990). 'Late pleistocene temperature depression and vegetation change in Ecuadorian Amazonia'. *Quaternary Research*, 34, p.330-345.
- CAMBRA, M.F.E.S.; EIRADO SILVA, L.G.A.; DANTAS, M.E. & COELHO NETTO, A.L. (1995). 'Lito-estruturas precambrianas no controle do voçorocamento atual: subsídios à modelagem sobre a expansão da rede de canais na bacia do rio Piracema (SP/RJ)'. In: *VI Simpósio de Geografia Física Aplicada, Goiânia/GO - Anais*, V.1, p.487-492.
- CHIN, A. (1989). 'Step pools in stream channels'. *Progress on Physical Geography*, 13, p. 391-407.

- CLAPPERTON, C.M. (1993). 'Nature of environmental changes in South America at the Last Maximum Glacial'. *Paleogeography, Paleoclimatology and Paleoecology*, 101, p.189-208.
- COELHO NETTO, A.L. & SANTOS, A.A.M. (1979). 'Análise da frequência das chuvas no Maciço da Tijuca, RJ'. *Revista Brasileira de Hidrologia e Recursos Hídricos*, 2, p.3-18.
- COELHO NETTO, A.L. (1985). 'Surface hydrology and erosion in a tropical mountainous rainforest drainage basin, Rio de Janeiro'. PhD Thesis, Katholieke Universiteit Leuven, Belgium.
- COELHO NETTO, A.L.; FERNANDES, N.F. & DEUS, C.E. (1988). 'Gullying in Southeastern Brazilian Plateau'. *Sediment Budgets, IAHS Publ. n° 174*, p.35-42.
- COELHO NETTO, A.L. & FERNANDES, N.F. (1990). 'Hillslope erosion-sedimentation and relief inversions in SE Brazil: Bananal, SP'. *IAHS Publ. n° 192*, p.174-182.
- COELHO NETTO, A.L. & DIETRICH, W.E. (1991). 'Ciclos de agradação e degradação no médio vale do rio Paraíba do Sul: datações absolutas'. In: *Simpósio de Geologia do Sudeste*, 2. São Paulo. Atas...SBG, p.33.
- COELHO NETTO, A.L.; FERNANDES, N.F.; DANTAS, M.E.; DIETRICH, W.E.; MONTGOMERY, D.; DAVIS, J.C.; PROCTOR, I.; VOGEL, J. & SOUTHON, J. (1994). '¹⁴C AMS Evidences of two Holocene erosion-sedimentation cycles in SE Brasil: stratigraphy and stratigraphic inversions'. In: *14th International Sedimentology Congress*, Recife/PE, IAS, D29-30.
- COELHO NETTO, A.L.; ALMEIDA, J.C.H.; AVELAR, A.S. & EIRADO SILVA, L.G. (inédito). 'Structurally controlled seepage erosion landscape in SE Brazil'.
- COELHO NETTO, A.L.; DIETRICH, W.E.; DANTAS, M.E.; FERNANDES, N.F.; & MONTGOMERY, D. (inédito). 'Upper Quaternary aggradation and degradation cycles in SE Brazil from ¹⁴C AMS dating: interactions between hillslope and fluvial processes'.
- COELHO NETTO, A.L.; DIETRICH, W.E.; FERNANDES, N.F. & DANTAS, M.E. (inédito). 'Episodicity and spatially non-uniform hillslope erosion-sedimentation in the hilly lowlands of SE Brazil: stratigraphic evidences and ¹⁴C AMS dating'.

- DANTAS,M.E. & COELHO NETTO,A.L. (1991). 'Morfologia dos fundos de vales da bacia do rio Bananal (RJ-SP): médio vale do rio Paraíba do Sul'. In: *IV Simpósio de Geografia Física Aplicada*, Porto Alegre/RS - Anais, p.113-120.
- DANTAS,M.E. (1992). 'Morfologia dos fundos de vales e impacto do ciclo cafeeiro: Bacia do rio Bananal (RJ-SP)'. Monografia de Graduação - IGEO/UFRJ, 91p.
- DANTAS,M.E. & COELHO NETTO,A.L. (1993). O rastro do café no médio vale do rio Paraíba do Sul: implicações geo-hidroecológicas. In: *IV Encontro Nacional de Estudos sobre o Meio Ambiente*, Cuiabá/MT, Anais, V.1, p.503-508.
- DANTAS,M.E. & BRANDÃO,A.M.P.M. (1994). 'Distribuição espaço-temporal das chuvas intensas de 1988 na fachada atlântica do Planalto Sudeste do Brasil'. *5º Congresso Brasileiro de Geógrafos*, Curitiba/PR, Anais...AGB, (no prelo).
- DANTAS,M.E.; EIRADO SILVA,L.G. & COELHO NETTO,A.L. (1994). 'Spatially non-uniform sediment storage in fluvial systems: the role of bedrock knickpoints in the Southeastern Brazilian Plateau'. In: *14th International Sedimentological Congress*, Recife/PE, IAS, J12-13.
- DANTAS,M.E.; EIRADO SILVA,L.G. & COELHO NETTO,A.L. (1995). 'Níveis de base locais e estocagem diferencial de sedimentos nas bacias do rios Bananal (SP/RJ) e do Salto (RJ): controles geológicos e morfométricos'. In: *V Congresso da ABEQUA*. Niterói/RJ, Anais, p. 176-182.
- DANTAS,M.E. & COELHO NETTO,A.L. (submetido). 'O impacto do ciclo cafeeiro na evolução da paisagem geomorfológica do médio vale do rio Paraíba do Sul'. *Revista Brasileira de Geografia*.
- DAVIS,W.M. (1899). 'The Geographic Cycle'. *Geographical Journal*, 14, p.481-504.
- DAVIS,W.M. (1902). 'Base-level, grade and peneplain'. *Journal of Geology*, 10, p.77-111.
- DIETRICH,W.E. & DORN,R. (1984). 'Significance of thick deposits of colluvium on hillslopes: a case study involving the use of pollen analysis in the coastal mountains of northern California'. *Journal of Geology*, 92, p.147-158.
- DOLAN,R.; HOWARD,A. & TRIMBLE,D. (1978). 'Structural control of the rapids and pools of the Colorado river in the Grand Canyon'. *Science*, 202, p.629-631.

- EIRADO SILVA, L.G.A.; DANTAS, M.E. & COELHO NETTO, A.L. (1993). 'Condicionantes lito-estruturais na formação de níveis de base locais e implicações geomorfológicas no Médio Vale do rio Paraíba do Sul (RJ/SP)'. In: *Simpósio de Geologia do Sudeste*, 3. Rio de Janeiro. Atas...SBG, p.96-102.
- EIRADO SILVA, L.G.A. (em preparação). 'Evolução Geológica Precambriana da seção Bananal (SP) - Resende (RJ)'. Tese de Mestrado, IGEO/UFRJ.
- FERNANDES, N.F. (1990). 'Hidrologia subsuperficial e propriedades físico-mecânicas dos "Complexos de Rampas", Bananal/SP'. Tese de Mestrado, IGEO/UFRJ, Rio de Janeiro, 160p.
- FERNANDES, N.F.; COELHO NETTO, A.L. & LACERDA, W.A. (1994). 'Subsurface hydrology of layered colluvium mantles in unchannelled valleys - Southeastern Brazil'. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19, p.609-626.
- FRYE, J.C. & WILLMAN, H.B. (1962). 'Morphostratigraphic units in Pleistocene stratigraphy'. *Bulletin of American Association of Petrology Geologists*, 46(1), p.112-133.
- GARDNER, T.W. (1983). 'Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material'. *Geological Society of American Bulletin*, 94, p. 664-672.
- GILBERT, G.K. (1877). 'Report on the geology of the Henry Mountains'. U.S. Government Print. Office, Washington D.C., 160p.
- GILBERT, G.K. (1909). 'The convexity of hilltops'. *Journal of Geology*, 17, p.344-350.
- GOUDIE, A. (1983). 'Environmental Change', 2nd Ed., Contemporary Problems in Geography - Oxford Univ. Press, 254p.
- GREGORY, K.J. & WALLING, D.E., Eds. (1987). 'Human activity and environmental processes', John Wiley & Sons., 466p.
- HACK, J.T. (1960). 'Interpretation of Erosional topography in humid temperate regions'. *American Journal of Science*, 188, p. 80-97.
- HAFFER, J. (1969). 'Speciation in Amazonian forest birds'. *Science*, 238, p. 1398-1401.

- HEES,FJ.; MELLO,C.L.; LIMA,C.C. & MOURA,J.R.S (1993). 'Relações entre lineamentos, fraturas e aspectos geomorfológicos quaternários da região do Médio Vale do rio Paraíba do Sul. In: *Simpósio de Geologia do Sudeste*, 3. Rio de Janeiro. Atas...SBG, p.
- HEILBRON,M.; VALERIANO,C.M.; ALMEIDA,J.C.H. & TUPINAMBÁ,M. (1991). 'A Megassinforma do Paraíba do Sul e sua implicação na compartimentação tectônica do setor central da Faixa Ribeira'. In: *Simpósio de Geologia do Sudeste*, 2. São Paulo. Atas...SBG, p. 519-527.
- HEILBRON,M. (1993). 'Evolução tectono-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas (MG) - Barra do Pirai (RJ). Setor Central da Faixa Ribeira'. Tese de Doutorado. IG/USP. 273p.
- HEILBRON,M. (1995). 'O Segmento Central da Faixa Ribeira: síntese geológica e ensaio de evolução geotectônica. Tese de Livre Docência. DGel/UERJ. 110p.
- HOLLAND,W.N. & PICKUP,G. (1976). 'Flume study of knickpoint development in stratified sediment'. *Geological Society of American Bulletin*, 87, p.76-82.
- HORN,S.P. (1993). 'Postglacial vegetation and fire history in the Chirripó Páramo of Costa Rica'. *Quaternary Research*, 40, p.107-116.
- KING,L.C. (1953). 'Canons of landscape evolution'. *Geological Society of American Bulletin*, 64, p.721-752.
- KING,L.C. (1956). 'A Geomorfologia do Brasil Oriental'. *Revista Brasileira de Geografia-IBGE*. Ano 18(2), p.147-266.
- LAMEGO,A.R. (1950). 'O Homem e a Serra'. *IBGE*. Rio de Janeiro/ RJ, 350p.
- LEDRU,M.P. (1993). 'Late Quaternary environmental and climatic changes in Central Brazil'. *Quaternary Research*, 39, p.90-98.
- LEOPOLD,L.B.; WOLMAN,M.G. & MILLER,J.P. (1964). '*Fluvial Processes in Geomorphology*'. W.H. Freeman & Co., San Francisco, 522p.
- LEOPOLD,L.B. & BULL,W.B. (1979). 'Base level, aggradation and grade'. *Proceedings of American Philosophical Society*, 123, p.168-202.
- LIU,K.B. & COLINVAUX,P.A. (1985). 'Forest changes in the Amazon Basin during the Last Glacial Maximum'. *Nature*, 318, p.556-557.

- LORSCHUITTER, M.L. & ROMERO, E.J. (1985). 'Palinology of Quaternary sediments of the core T15, Rio Grande Cone, South Atlantic, Brazil'. In: *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. Balkema, Rotterdam, 3, p.55-92.
- MACKIN, J.H. (1948). 'Concept of the graded river'. *Geological Society of American Bulletin*, 59, p.463-512.
- MAIA, J.A.C. (1891). 'Notícias históricas e estatísticas do município de Rezende desde a sua fundação'. *Tipografia Gazeta de Notícias*. Rio de Janeiro/ RJ.
- MARTIN, L.; FOURNIER, M.; MOURGUIART, P.; SIFEDDINE, A.; TURCQ, B.; ABSY, M.L. & FLEXOR, J.M. (1993). 'Southern Oscillation signal in South American paleoclimatic data of the last 7.000 years'. *Quaternary Research*, 39, p.338-346.
- MARTONNE, E. (1943). 'Problemas morfológicos do Brasil Tropical Atlântico'. *Revista Brasileira de Geografia- IBGE*. Ano 5(4), p.523-550.
- MARTONNE, E. (1944). 'Problemas morfológicos do Brasil Tropical Atlântico (segundo artigo)'. *Revista Brasileira de Geografia-IBGE*. Ano 6 (2), p.155-177.
- MEIS, M.R.M. (1977). 'As unidades morfoestratigráficas neoquaternárias do Médio Vale do rio Doce'. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 49, p. 443-454.
- MEIS, M.R.M. & MACHADO, M.B. (1978). 'A morfologia de rampas e terraços no Planalto Sudeste do Brasil: médio vale do rio Doce'. *Finisterra, Revista Portuguesa de Geografia*, 13 (26), p.201-218.
- MEIS, M.R.M. & MONTEIRO, A.M.F. (1979). 'Upper quaternary rampas: Doce river valley, Southeastern Brazilian Plateau'. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 23, p.132-151.
- MEIS, M.R.M.; COELHO NETTO, A.L. & OLIVEIRA, P.T.T.M. (1981). 'Ritmo e variabilidade das precipitações no Médio Vale do rio Paraíba do Sul: o caso de Resende. *Revista Brasileira de Hidrologia e Recursos Hídricos*, 3, p.241-254.
- MEIS, M.R.M.; MIRANDA, L.H.G. & FERNANDES, N.F. (1982). 'Desnívelamento de altitude como parâmetros para a compartimentação do relevo: Bacia do Médio-Baixo Paraíba do Sul'. In: *XXXII Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador/BA. v.4, p.1489-1503.
- MEIS, M.R.M. & MOURA, J.R.S. (1984). 'Upper quaternary sedimentation and hillslope evolution: Southeastern Brazilian Plateau'. *American Journal of Science*, 284, p.241-254.

- MELLO,C.L.; MOURA,J.R.S.; CARMO,I.O.; SILVA,T.M. & PEIXOTO,M.N.O. (1995). 'Eventos de sedimentação durante o Holoceno no Médio Vale do rio Paraíba do Sul (SP/RJ) - Aloestratigrafia e datações por radiocarbono'. In: *V Congresso da ABEQUA*, Niterói/RJ. Anais, p.193-200.
- MELLO,J. (1927). 'Evolução da cultura cafeeira no estado do Rio de Janeiro'. *Papelaria Mello*. Rio de Janeiro/ RJ, 101p.
- MELO,M.S.; RICCOMINI,C.; ALMEIDA,F.F.M. & HASUÍ,Y. (1985). 'Sedimentação e Tectônica da Bacia de Resende - RJ'. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 57(4), p.467-478.
- MILLER,J.R. (1991). 'The influence of bedrock geology on knickpoint development and channel-bed degradation along downcutting streams in south-central Indiana'. *Journal of Geology*, 99, p.591-605.
- MILLIET,S. (1957). 'Roteiro do Café'. *Boletim Geográfico* 95 e 96. Rio de Janeiro/ RJ, p. 1227-1293 e p. 1395-1413.
- MIRANDA,J.C. (1992). 'O efeito da cobertura vegetal na entrada e redistribuição da chuva em uma encosta florestada. Rio de Janeiro. IGEO/UFRJ. Tese de Mestrado, 105p.
- MONTEIRO,C.A.F. (1969). 'A Frente Polar Atlântica e as chuvas de inverno na fachada sul-oriental do Brasil'. Tese de Doutorado. Instituto de Geografia/ USP (Série Teses e Monografias), 68p.
- MOURA,J.R.S. & MEIS,M.R.M. (1986). 'Contribuição à estratigrafia do Quaternário Superior no Médio Vale do rio Paraíba do Sul - Bananal, SP'. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 58(1), p.89-102.
- MOURA,J.R.S. (1990). 'As transformações ambientais do Quaternário Tardio no Médio vale do rio Paraíba do Sul (SP/RJ)'. Tese de Doutorado. IGEO/UFRJ. 267p.
- MOURA,J.R.S. & MELLO,C.L. (1991). 'Classificação alo-estratigráfica do Quaternário Superior na região de Bananal (SP/RJ)'. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(3). p.236-254.
- NIMER,E. (1971). 'Análise dinâmica da precipitação pluviométrica na região serrana do Sudeste, especialmente na Serra das Araras'. *Revista Brasileira de Geografia- IBGE*, Ano 33(3), p.53-162.

- NUNES,V.M.; ALLEMÃO,A.V.F.; MIRANDA,J.C.; CASTRO Jr.,E. & COELHO NETTO,A.L. (1992). 'Sistemas radiculares e hidrologia de encostas florestadas: subsídios à análise de estabilidade. In: *1ª Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas*, Rio de Janeiro/RJ, Anais, V.3, p.781-797.
- OLIVEIRA,M.A. & MEIS,M.R.M. (1985). 'Relações entre a geometria do relevo e formas de erosão linear acelerada (Bananal,SP)', *Geociências*, 4, São Paulo, p.87-99.
- OLIVEIRA,M.A.; COELHO NETTO, A.L. & AVELAR,A.S. (1994). 'Morfometria de encostas e desenvolvimento de boçorocas no Médio Vale do rio Paraíba do Sul', *Geociências*, 13(1), São Paulo, p.9-23.
- PENCK,W. (1953). '*Morphological analysis of landforms*'. London, Great Britain, MacMilland, 429p.
- PERSONIUS,S.F.; KELSEY,H.M. & GRABAU,P.C. (1993). 'Evidence for regional stream aggradation in the Central Oregon Coast Range during the Pleistocene-Holocene transition'. *Quaternary Research*, 40, p.297-308.
- PIPERNO,D.R.; BUSH,M.B. & COLINVAUX,P.A. (1990). 'Paleoenvironments and human occupation in Late-Glacial Panamá'. *Quaternary Research*, 33, p.108-116.
- POWELL,J.W. (1875). '*Exploration of the Colorado river of the West and its tributaries*'. Smithsonian Institution . Washington D.C.
- PRANCE,G.T. (1973). 'Phytogeographic support for the theory of Pleistocene forest refuges in the Amazon Basin, based on evidence from distribution patterns in Caryocaraceae, Chrysobalanaceae, Dichapetalaceae and Lecythidaceae'. *Acta Amazônica*, 3(3), p. 5-26.
- RAMOS,A. (1978). 'Pequena história do Bananal'. *Conselho Estadual de Artes e Ciências Humanas*. São Paulo/ SP, 235p.
- RENEAU,S.L.; DIETRICH,W.E.; RUBIN,M.; DONAHUE,D.J. & JULL,A.J.T. (1989). 'Analysis of hillslope erosion rates using dated colluvial deposits'. *Journal of Geology*, 97, p.45-63.
- RUELLAN,F. (1952). '*O escudo brasileiro e os dobramentos de fundo*'. In: Faculdade Nacional de Filosofia, Depto. Geografia, Univ. do Brasil, Rio de Janeiro, 46p.
- RUHE,R.V. (1975). '*Geomorphology: geomorphic processes and surficial geology*'. Boston, Houghton Mifflin Co., 245p.

- RYPINS,S.; RENEAU,S.L.; BYRNE,R. & MONTGOMERY,D.R. (1989). 'Palynologic and geomorphic evidence for environmental change during the Pleistocene-Holocene transition at Point Reyes Peninsula, Central Coastal California'. *Quaternary Research*, **32**, p.72-87.
- SAINT-HILAIRE,A. (1938). 'Segunda viagem ao Rio de Janeiro, Minas Gerais e São Paulo - 1822'. *Companhia Editora Nacional*. Rio de Janeiro/ RJ.
- SCHUMM,S.A. (1973). 'Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems'. In: Morisawa,M. (Ed.), *Fluvial Geomorphology. Proceedings of 4th Annual Geomorphology Symposium (Binghampton N.Y.)*, p.299-310.
- SCHUMM,S.A. (1992). 'River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy'. *Journal of Geology*, **101**, p.279-294.
- SEIDL,MA. & DIETRICH,W.E. (1992). 'The problem of bedrock channel erosion'. In: Schmidt,K.H. and DePloey,J. (eds.), *Functional Geomorphology: landform analysis and models: Catena Supplement*. **23**, p.101-124.
- SEIDL,MA.; DIETRICH,W.E. & KIRCHNER,J.W. (1994). 'Longitudinal profile development into bedrock: an analysis of Hawaiian channels'. *Journal of Geology*, **102**, p.457-474.
- SERVANT,M.; FOURNIER,M.; SOUBIÈS,F.; SUGUIO,K. & TURCQ,B. (1989). 'Secheresse holocène au Brésil (18°-20° lat. S). Implications paleoclimatiques en Amerique du Sud'. *Comptes Rendus Academie des Sciences, Paris*, **309**, Série II, p. 153-156.
- SILVA,T.M. (1991). 'Evolução geomorfológica e sedimentação de canais erosivos holocênicos no Médio Vale do rio Paraíba do Sul'. Rio de Janeiro. IGEO/UFRJ. Tese de Mestrado. 166p.
- SPIX,J.B.von & MARTIUS,C.F.P. (1938). 'Viagem pelo Brasil'. Vol. 1. *Imprensa Nacional*. Rio de Janeiro/ RJ, 389p.
- STEIN,S. (1961). 'Grandeza e decadência do café no Vale do Paraíba, com referência especial ao município de Vassouras'. *Editora Brasiliense*. São Paulo/ SP, 361p.
- STERNBERG, H. O'R. (1949). 'Enchentes e movimentos coletivos do solo no Vale do Paraíba em dezembro de 1948 - influência da exploração destrutiva das terras'. *Revista Brasileira de Geografia /IBGE*, ano 11(2), p.67-102.

- TAUNAY,A.d'E. (1935). Subsídios para a História do Café no Brasil Colonial'. Departamento Nacional do Café. Rio de Janeiro/ RJ.
- TAUNAY,A.d'E. (1939). 'História do Café no Brasil'. Vol.1. Departamento Nacional do Café. Rio de Janeiro/ RJ.
- THOMAS,M.F. & THORP,M.B. (1995). Geomorphic response to rapid climatic and hydrologic change during the Late Pleistocene and Early Holocene in the humid and sub-humid tropics'. *Quaternary Science Reviews*, 14, p.193-207.
- TRICART,J. (1959). 'Divisão morfoclimática do Brasil Atlântico Central'. *Boletim Paulista de Geografia*, 31, p.3-44.
- VALERIANO,C.M. & HEILBRON,M. (1993). 'A zona de transtensão de Volta Redonda e sua implicação na compartimentação tectônica da porção central da Faixa Ribeira'. In: *Simpósio de Geologia do Sudeste*, 3. Rio de Janeiro. Atas...SBG. p.9-15.
- VAN DER HAMMEN,T. (1974). 'The Pleistocene changes of vegetation and climate in Tropical South America'. *Journal of Biogeography*, 1, p.3-26.
- VAN DER HAMMEN, T. (1991). 'Paleoecological background: neotropics'. *Climatic Change*, 19, p.37-47.
- VAN DER HAMMEN,T.; DUIVENVOORDEN,J.F; LIPS,J.M.; URREGO,L.E.; ESPEJO,N. (1992). 'Late Quaternary of the middle Caquetá river area (Colombian Amazonia)'. *Journal of Quaternary Science*, 7, p.45-55.
- VAN DER HAMMEN, T. & ABSY,M.L. (1994). 'Amazonia during the Last Glacial'. *Paleogeography, Paleoclimatology and Paleoecology*, 109, p.247-261.
- VAN OVERLOOP,E. (1981). 'Post-glacial to Holocene transition in a peat-layer of Lake Jacaré (Doce river basin, Brazil)'. *Belge Géologie Bulletin*, V.90, p. 107-119.
- VANZOLINI,P.E. (1970). 'Zoologia sistemática, geografia e a origem das espécies'. *Instituto Geográfico de São Paulo. Série Teses e Monografias*, 3, p.1-56.
- WOHL,E.E. & GRODEK,T. (1994). Channel bed-steps along Nahal Yael, Negev desert, Israel. *Geomorphology*, 9, p.117-126.
- WOHL,E.E.; GREENBAUM,N.; SCHICK,A.P. & BAKER,V.R. (1994). Controls on channel incision along Nahal Paran, Israel. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19, p.1-13.