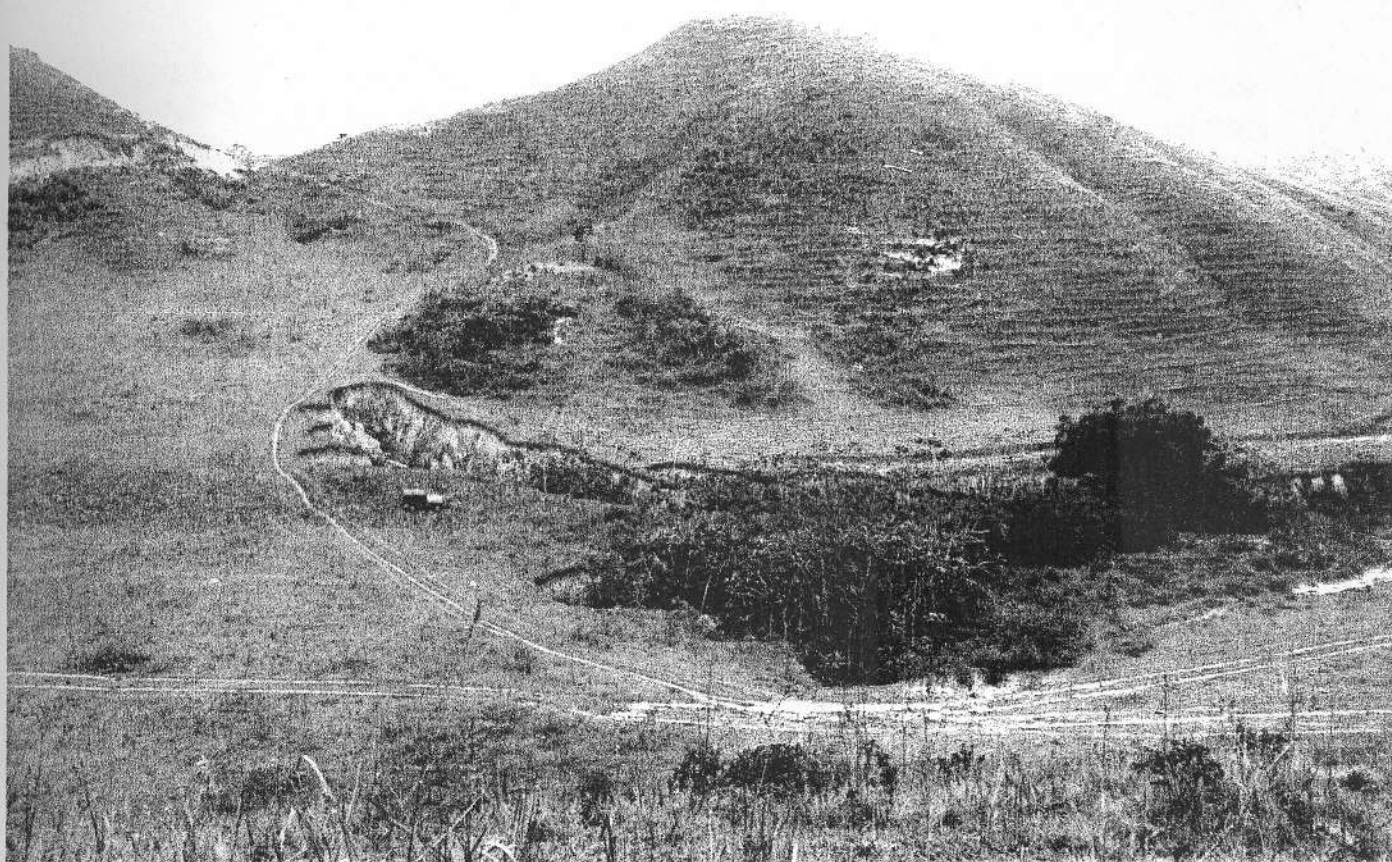


UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

**EVOLUÇÃO REGRESSIVA DA REDE DE CANAIS POR FLUXOS DE ÁGUA
SUBTERRÂNEA EM CABECEIRAS DE DRENAGEM: *bases geo-hidroecológicas
para recuperação de áreas degradadas com controle de voçorocamentos***



OTAVIO MIGUEZ DA ROCHA LEÃO

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

FEVEREIRO de 2005

T
1106
L437E

UFPR

Centro de Ciências Matemáticas e
de Natureza
Biblioteca Central

N.º REGISTRO

DATA

4447/07 31/10/07

ORIGEM

Doação - Bibl. PGG

INV. 2011

inv. 2014

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

**EVOLUÇÃO REGRESSIVA DA REDE DE CANAIS POR FLUXOS DE
ÁGUA SUBTERRÂNEA EM CABECEIRAS DE DRENAGEM: *bases
geo-hidroecológicas para recuperação de áreas degradadas com
controle de voçorocamentos***

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM CIÊNCIAS (D. Sc).

Aprovada por:

Prof^a Dr^a Ana Luiza Coelho Netto (Orientadora)
(Dept^o de Geografia – IGEO/UFRJ)

Prof. Dr. André de Souza Avelar
(Dept^o de Geografia – IGEO/UFRJ)

Prof. Dr. Antonio Teixeira Guerra
(Dept^o de Geografia – IGEO/UFRJ)

Prof. Dr. Jorge Soares Marques
(Dept^o de Geografia – IGEO/UFRJ)

Prof. Dr. Aloisio Granatto
(EMBRAPA-SOLOS/RJ)

Rio de Janeiro, RJ – Brasil
Fevereiro de 2005

FICHA CATALOGRÁFICA

Rocha Leão, Otavio Miguez da

EVOLUÇÃO REGRESSIVA DA REDE DE CANAIS POR FLUXOS DE ÁGUA SUBTERRÂNEA EM CABECEIRAS DE DRENAGEM:
bases geo-hidroecológicas para recuperação de áreas degradadas com controle de voçorocamentos

Otavio Miguez da Rocha Leão – Rio de Janeiro: UFRJ, 2005.
247 Páginas.

Tese de Doutorado – Universidade Federal do Rio de Janeiro –
Programa de Pós-graduação em Geografia, 2005.

- 1 – Água Subterrânea.
- 2 – Erosão.
- 3 – Cabeceiras de Drenagem.
- 4 – Voçoroca
- 5 – Recuperação de Área Degradada

Agradecimentos

Muitas pessoas acreditaram na viabilidade dessa pesquisa e contribuíram de diferentes formas para o desenvolvimento desse trabalho, sendo que a lista que se segue, embora extensa, com certeza é ainda incompleta. De qualquer maneira, expresso a todos os meus profundos agradecimentos, por todo auxílio prestado ao longo dessa jornada. Em especial gostaria de agradecer a:

- Maria Helena Miguez da Rocha Leão (minha mãe) por todo incentivo, e pelo exemplo de dedicação acadêmica que me foi passado ao longo de toda a sua vida.

- Marcelo Fonseca da Rocha Leão (meu pai) por tudo que representou em minha vida e que deixou cedo esse mundo, mas que estará sempre presente em minhas lembranças e certamente continua cumprindo, em algum lugar, o caminho que lhe foi destinado.

- A minha querida esposa Mariane Fernandes de Catanzaro, por toda carga de sacrifícios que lhe foi imposta, e que foi comprida com todo o amor e a compreensão possíveis. Obrigado Mariane, esse trabalho de certa forma também lhe pertence.

- Aos meus filhos Pedro Catanzaro da Rocha Leão e Ana Terra Catanzaro da Rocha Leão (essa concebida e nascida ao longo dessa pesquisa) por terem suportado os longos períodos de ausência, associados às jornadas de campo e a fase de escrita desse trabalho. Embora não possam ainda compreender, vocês foram os meus maiores motivadores e me deram forças nos momentos mais difíceis.

- A Professora Ana Luíza Coelho Netto, mais que orientadora, uma amiga que soube relevar minhas limitações e incentivar minhas possibilidades. Muito obrigado por tudo, principalmente pelo seu exemplo de dedicação e de fascínio pela atividade que escolheu desenvolver.

- Ao Laboratório de Geo-Hidroecologia da UFRJ por toda a infra-estrutura de pesquisa oferecida para o desenvolvimento desse trabalho, sem os quais não teria sido possível a realização dessa pesquisa, que envolveu um incontável número de atividades de campo, laboratório e gabinete. Menção especial aos

funcionários Fernando e Andressa Lima pela parceria estabelecida ao longo desse tempo.

- Ao pesquisador e amigo Paulo Leal, que participou de todas as etapas desse trabalho e demonstrou uma incansável disposição em ajudar e contribuir para o desenvolvimento das atividades de campo e gabinete. Por tudo muito obrigado, mas com certeza as palavras jamais conseguiram expressar minha gratidão.

- Aos professores e amigos André Avelar e Evaristo Castro Junior por todo auxílio prestado ao longo desse trabalho e pelas inúmeras sugestões que foram muito proveitosas.

- Aos estagiários João Ferraz, Julia Manso e Daniel Preza que contribuíram de maneira decisiva em diferentes fases desse trabalho.

- Aos amigos do GEOHECO que formaram um ambiente acadêmico altamente enriquecedor e que contribuíram para minha formação ao longo desses anos (Eduardo Cruz, Carolina Vilela, Ricardo Jansen, Leonardo Esteves, Bruno Coutinho, Rita Montezuma, Adriana Leite, Adriano Figueiró, Aquiles Chiroll, Ricardo Corrêa, Rodrigo Basile, Rafael Xavier, João Osvaldo Cruz, Carla Semiramis, André Negreiros e, de última hora, Rogério Uagoda)

- A PROSINC empresa gestora da fazenda Bela Vista no município de Bananal por todo auxílio prestado ao longo desse trabalho, inclusive pela disponibilização de tratores para auxiliar as sondagens e dos mourões para o cercamento da área revegetada.

- Ao Professor Gil Cavalcanti, pela confecção dos mapeamentos iniciais na estação experimental da fazenda Bela Vista, realizados com tecnologia DGPS.

- Aos amigos Bernardo de Souza e Flavio Balesdent pelo auxílio nos trabalhos de campo conduzidos no inverno de 1999.

- Aos colegas pesquisadores do projeto PRONEX, vinculados aos Departamentos de Geotecnia das Universidades Federais do Rio de Janeiro (UFRJ), Rio Grande do Sul (UFRGS) e Pernambuco (UFPE). Em especial ao pesquisador Willy Lacerda pelas inúmeras sugestões para o monitoramento da água subterrânea e pela facilidade de conjugar aspectos geotécnicos e

geomorfológicos e a doutoranda Tatiana Morais, pela parceria nas sondagens realizadas na fazenda Bela Vista.

- Ao Professor e pesquisador Sergio Myana (Embrapa-agrobiologia) pela orientação durante o processo de revegetação conduzido na fazenda Bela Vista.

- A Alexandre Benevento e sua empresa GNSS pelos trabalhos topográficos de precisão, que foram conduzidos na fazenda Bela Vista e que foram realizados sem custos para o GEOHECO.

- Aos colegas do Departamento de Geografia da UERJ/FFP pela compreensão das dificuldades em se adequar as atividades docentes ao desenvolvimento desse trabalho e que possibilitaram a flexibilização do meu horário de aulas, permitindo uma maior dedicação a redação da tese no último semestre de 2004.

- A Geovani William, o operador das estações de monitoramento na fazenda bela vista, pelo esforço diário de coleta dos dados hidrológicos utilizados nessa pesquisa.

- Ao CNPq pela concessão da bolsa que permitiu a dedicação a esse trabalho.

- A FAPERJ, pelos auxílios financeiros concedidos ao GEOHECO e que foram também utilizados nesse trabalho.

A todos (mencionados ou não) muito obrigado.

RESUMO

A propagação de voçorocas em cabeceiras de drenagem do compartimento de colinas do médio vale do Rio Paraíba do Sul vem sendo investigada nos últimos 25 anos pelo laboratório de Geo-Hidroecologia da UFRJ. Nesse trabalho discute-se o papel do recuo remontante do canal da voçoroca na hidrologia subterrânea das cabeceiras da Estação Experimental da Fazenda Bela Vista (EEBV), e o significado das alterações nos gradientes hidráulicos na produção de fluxos sub-superficiais responsáveis pela progressão remontante da voçoroca.

Segundo um modelo evolutivo para a progressão desses voçorocamentos em cabeceiras de drenagem, proposto por COELHO NETTO et al (1988), a progressão remontante relaciona-se a formação de faces de exfiltração de fluxos sub-superficiais nas paredes da voçoroca, processo que causa erosão remontante pelo solapamento nas paredes da voçoroca. Segundo esse modelo, essas faces de exfiltração podem associar-se tanto ao aquífero regional quanto a níveis suspensos de saturação, que produzem um aquífero temporário na base dos depósitos quaternários.

Nesse trabalho investiga-se as relações entre as entradas de chuva locais e regionais e o comportamento da água subterrânea nas cabeceiras da EEBV. Registrou-se um atraso de dois meses entre o início da estação chuvosa e a elevação dos valores de carga de pressão no aquífero regional, sendo que o pico das cargas de pressão só foi atingido de 5 à 6 meses após o início das estações chuvosas.

Foram registrados ainda fluxos artesianos nas estações de monitoramento da água subterrânea, notadamente naquelas localizadas próximas ao eixo da concavidade (coincidente com a orientação dos fraturamentos locais no substrato rochoso) principalmente após as estações chuvosas. O nível suspenso de saturação não foi registrado nas cabeceiras durante o período de monitoramento, que coincidiu com um período de relativa estabilidade nas taxas de recuo remontante da voçoroca, embora observações de campo tenham

revelado que esse processo continua operante nas porções média e inferior da voçoroca.

No eixo tronco central da voçoroca, as taxas de incisão linear no canal foram da ordem de 385mm/ano entre 1982 e 1990 e da ordem de 251mm/ano entre 1990 e 2001. Nesse período o nível de base local situado na porção superior da voçoroca recuou 55m no sentido remontante, promovendo a intensificação da dissecação dos canais-dígitos tributários. No canal-dígito ativo a incisão foi da ordem de 336mm/ano e no dígito semi-estabilizado foi de 93mm/ano.

Essa dissecação no interior da voçoroca acarretou em taxas de recuo da ordem de até 57m²/ano no dígito ativo, principalmente durante a década de 1990, quando as taxas de recuo remontante se aceleraram mesmo com a diminuição da área de contribuição de drenagem que passou de 42.392 m² em 1982 para 9.972 m² em 2001.

A incisão linear associada a progressão remontante da voçoroca incrementou o gradiente topográfico de 0.23 para 0.31 na encosta localizada a montante do canal-dígito ativo, além de provocar um rebaixamento do nível freático. Entre 1996 e 2003 essas modificações ocasionaram um aumento no gradiente hidráulico entre as estações 2 e 6 que passou de 0,18m/m para 0,27m/m aumentando a possibilidade de pirataria da água subterrânea de um vale vizinho que é suspenso topograficamente.

As resultantes dos estágios iniciais da revegetação para os processos associados à recarga local dos fluxos de chuva nas encostas da EEBV indicam que os índices de escoamento superficial e o molhamento e a drenagem do metro superior do solo variam em função do posicionamento topográfico e do tipo de cobertura vegetal. Destaca-se ainda, que a estruturação física do topo do solo começa a se diferenciar em profundidade, devido à substituição da cobertura de gramíneas e de seu denso sistema radicular nos primeiros 30 cm do solo pelas coberturas associadas a regeneração natural e a revegetação induzida que se estabeleceram na área de estudo.

Abstract

The gullies expansion on headwater valleys on the hilly lowlands of the middle Paraíba do Sul river valley are being investigated in the last 25 years by the Geo-Hydroecology laboratory of the UFRJ. In the present work the role of the gully's headward progression on the groundwater hidrology of headwater valleys located at the Bela Vista Experimental Station (BVES) are beeing discussed, and the significance of the hydraulic gradients changes on the production of subsurface flows, responsible for the headward progression of the gully.

According to the evolutionary model for headward progression of gullies in the headwater valleys proposed by Coelho Netto et al. (1988), a headward progression is related with the formation of seepage faces on the gully's walls, process wich causes headward erosion promoted by spring sapping at the base of the gully's walls. According to this model, these seepage faces can be associated to the regional aquifer and to the local suspended water levels, wich produces a temporary aquifer in the base of the quaternary deposits.

The relations between the local and regional rainfall inputs and the behavior of the groundwater in the headwater valleys of the BVES. A two months delay was registered between the beginning of the rain season and the elevation of the pressure head values for the regional aquifer, and the peak of the pressure heads was reached only between 5 and 6 months after the beginning of the rain season.

Artesian flows were also registered on the monitoring stations near the concave axis (coincident with the local joint orientation of the geologic structures) mainly after the rain seasons. The supended saturation level wasn't registered on the headwater valleys during the monitoring period, wich coincided with a period of relative stability of the gully's headward progression, even so, field observations revealed that this process continues to operate in the middle and lower portions of the gully.

In the gully's central trunk, the linear incision rates were of a 385mm/year order between 1982 and 1990 and of a 251mm/year order

between 1990 and 2001. In this period the local base level located in the upper portion of the gully retreated 55m in the headward direction, promoting a intensification of the degradation of gully's tributaries channel-tips. In the active channel-tip the incision was of a 336mm/year order and in the semi-stable channel-tip was of a 93mm/year order.

This degradation inside the gully caused retreat rates of even $57\text{m}^2/\text{year}$ on the active tip, mainly during the 1990 decade, when the headward progression rates accelerated even with the drainage contribution area reduction, wich passed from 42.392 m^2 in 1982 to 9.972 m^2 in 2001.

The linear incision associated with the gully's headward progression increased the topographic gradient from 0.23 to 0.31 on the hillslope located above the active channel-tip, it also caused an increase of the hydraulic gradient between the stations 2 and 6 wich went from 0,18m/m to 0,27m/m, increasing the possibility of groundwater piracy from the topographically suspended neighboring valley.

The resultants of the initial stages of revegetation for the processes associated with the local recharge of the rainfall flows on the hillslopes of the BVES shows that the rates of overland flow, the percolation and the flows within the superior fist meter of the soil vary in function of the topographic position and of the type of vegetation cover. The top soil's phisical structure starts to diferentiates in depth, due to the substitution of the grass cover and it's dense root system in the first 30 cm of the soil by the associated vegetation covers of the natural and induced regeneration process that was stablished in the study site.

ÍNDICE

I. Introdução -----	1
I.1. Tipologia e classificação de voçorocas -----	5
I.2. Estudos sobre voçorocamentos no Brasil -----	7
I.3. O controle de voçorocas via revegetação: subsídios para a recuperação de áreas degradadas -----	11
II. Hidrologia e Mecanismos Erosivos nas Encostas -----	18
II.1. As rotas do escoamento da água nas encostas -----	23
II.2. Hidrologia superficial e erosão dos solos -----	26
II.3. Hidrologia sub-superficial e os movimentos da água no solo -----	27
II.4. Hidrologia subterrânea e fluxos na zona saturada -----	32
II.5. Hidrologia sub-superficial e mecanismos erosivos -----	35
III. A Propagação de Canais Incisos (voçorocas) em Cabeceiras de Drenagem -----	40
III.1. Os Fatores Controladores da Expansão da Rede de Canais -----	43
III.2. Controles Lito-estruturais e Formação de Unidades Côncavas nas ↑ Encostas -----	48
III.3. Hidrologia Subterrânea e Propagação de Voçorocas em Cabeceiras de Drenagem -----	51
IV. Área de Estudo -----	54
IV.1 Condições Regionais -----	56
IV.1.1. Geologia Regional -----	56
IV.1.2. Evolução Geomorfológica no Quaternário -----	60
IV.1.3. Clima e Regime Pluviométrico -----	64
IV.2 Estação Experimental da Fazenda Bela Vista (EEBV) -----	69
IV.2.1. Solos e Características dos Materiais das Encostas -----	77
IV.2.2. Cobertura Vegetal do Anfiteatro da EEBV -----	82
IV.2.3. Dinâmica Hidrológica das Encostas -----	88
V. Objetivos -----	91
VI. Metodologia -----	92
VI.1. Fluxos subterrâneos e a propagação remontante da voçoroca -----	93

VI.1.1. Mensurações Topográficas e Taxas de Recuo do Voçorocamento	93
VI.1.2. Mensurações Topográficas e Recuo dos Níveis de Base Locais no Canal da Voçoroca -----	98
VI.1.3. Regime Pluviométrico Local e Regional e o Monitoramento da Água Subterrânea -----	99
VI.1.3.1 Chuvas Locais e Regionais e o Regime Pluviométrico ---	99
VI.1.3.2. Monitoramento da Água Subterrânea -----	100
VI.1.4. Produção de Mapas Equipotenciais em Planta e em Perfil	108
VI.1.4.1. Estabelecimento das Cargas Totais e do Gradiente Hidráulico -----	109
VI.1.4.2. Estabelecimento dos mapas potenciometricos e das redes de fluxo -----	111
VI.2. Monitoramento dos processos de recarga nas encostas da EEBV ----	113
VI.2.1. Processo de Revegetação das Encostas e Sítios Amostrais para o Monitoramento Hidrológico -----	113
VI.2.2. Monitoramento das Entradas de Chuva -----	118
VI.2.3. Monitoramento da Hidrologia sub-superficial no metro superior do solo -----	120
VI.2.4. Monitoramento da Hidrologia superficial -----	124
VI.2.5. Re-estruturação física do topo do solo -----	129
VI.2.5.1. Procedimentos de Campo e Laboratoriais -----	131
VII. Hidrologia Subterrânea e a Progressão Remontante de voçorocas em cabeceiras de drenagem: O caso da Estação Experimental da Bela Vista	134
VII.1. A Progressão remontante em um vale de cabeceira de drenagem: as taxas de recuo da voçoroca entre 1982 e 2002 -----	136
VII.2. O recuo dos níveis de base locais e modificações nos gradientes topográficos nas cabeceiras da EEBV -----	148
VII.3. O Regime pluviométrico regional e o comportamento da água subterrânea nas cabeceiras da EEBV -----	158
VII.4. Alterações na hidrologia subterrânea da cabeceira da EEBV em resposta a progressão remontante da voçoroca -----	172

↓	VIII. Produção de fluxos hidrológicos nas encostas da EEBV: As entradas de chuvas locais e os padrões de recarga em diferentes posições de encosta e tipos de cobertura vegetal -----	183
	VIII.1. As entradas de chuvas locais e a produção do escoamento superficial nas encostas em processo de revegetação -----	185
	VIII.2. As entradas de chuvas locais e o movimento da água na zona não saturada: molhamento e drenagem do metro superior do solo -----	201
	IX. Reestruturação física do topo do solo em cabeceiras em estágio inicial de revegetação: implicações para a recarga dos fluxos sub-superficiais nas encostas da EEBV -----	214
	IX.1. A reestruturação física do topo do solo nos sítios amostrais para monitoramento da revegetação -----	214
	IX.2. Variações em profundidade na re-estruturação física do solo no metro superior do perfil: o efeito da cobertura vegetal e da posição na encosta -----	218
↓	X. Considerações Finais -----	227
	XI. Bibliografia -----	236

Lista de Figuras

Figura 1 - Tipos de fluxo hidrológico em uma encosta (Modificado de DUNNE & LEOPOLD, 1978) -----	24
Figura 2 - Progressão remontante de uma rede de drenagem segundo modelo proposto por DUNNE (1970) -----	42
Figura 3 -Modelo evolutivo de voçorocamentos em cabeceiras de drenagem mostrando a captura de fluxos subterrâneos a partir da incisão diferencial entre vales adjacentes (Fonte: COELHO NETTO et al, 1988) -----	47
Figura 4 - Modelo de formação de concavidades estruturais, proposto por AVELAR & COELHO NETTO (1992b) -----	50
Figura 5 – Mapa de localização da Bacia do Rio Bananal na hidrografia de parte do médio vale do Rio Paraíba do Sul -----	55
Figura 6 - Mapeamento geológico da Faixa móvel Ribeira (fonte: VALERIANO & HEILBRON, 1993) -----	56
Figura 7 - Mapa Geológico da bacia do rio do Bananal (Fonte: ALMEIDA et al., 1993; EIRADO SILVA et al. 1993) -----	59
Figura 8 –Fotos dos Compartimentos Topográficos na bacia do Rio Bananal	60
Figura 9 - Mapa Hipsométrico da bacia do rio do Bananal, com a localização da Estação Experimental da fazenda Bela Vista – EEBV. (modificado de DANTAS, 1995) -----	61
Figura 10 – Mapa da sedimentação quaternária no médio curso da bacia do Rio Piracema -----	62
Figura 11 - Histograma de precipitação anual, mostrando a média histórica Estação meteorológica de Bananal (Rocha Leão et al., 2002b) -----	65
Figura 12 - Histograma com precipitação anual e média móvel (períodos de 3 anos) – Estação Meteorológica de Bananal (modificado de Rocha Leão et al., 2002b) -----	66
Figura 13 - Histograma de Precipitação Anual – Estação Meteorológica de Bocaina -----	67

Figura 14 – Histograma de Precipitação Média Mensal para as Estações de Bananal (1939-2001) e Serra da Bocaina (1983-2001) -----	68
Figura 15 - Mapa Geológico da bacia do Rio Piracema com a localização das voçorocas ativas, inativas e desconectadas. Destaque para a localização da EEBV na formação São João. Modificado de CAMBRA, (1995) -----	70
Figura 16 – Relação entre a direção dos eixos das concavidades do anfiteatro da Bela Vista e a direção dos “sets” de fraturamento (Fonte: COELHO NETTO, 1999) -----	71
Figura 17 – Mapa Topográfico do Anfiteatro da Estação Experimental da fazenda Bela Vista (EEBV). Em destaque o contorno da voçoroca em 1999 e seus canais dígitos (ativos e semi-estabilizados) -----	73
Figura 18 – Fotografia com a vista aérea da Estação Experimental da Fazenda Bela Vista (EEBV) -----	74
Figura 19 – Influencia da estrada na propagação do dígito ativo da porção inferior da voçoroca -----	75
Figura 20 – Modelo digital do Terreno para a estação Experimental da fazenda Bela Vista – EEBV -----	76
Figura 21 – Mapa estratigráfico da EEBV (COELHO NETTO et al 1994 -----	78
Figura 21 – Mapa estratigráfico da EEBV (COELHO NETTO et al 1994) -----	79
Figura 23 –Foto das tipologias vegetais presentes no anfiteatro da EEBV ---	82
Figura 24 – Foto do processo sucessional em pastagens abandonadas nas encostas do anfiteatro da EEBV -----	83
Figura 25 – Fotografia mostrando a ocupação das pastagens da EEBV por coberturas arbustivas -----	85
Figura 26 – Fotografia de 1996 da concavidade tributária da porção inferior do anfiteatro da EEBV -----	86
Figura 27 - Mapa da Cobertura Vegetal da Estação Experimental da Fazenda Bela Vista em 1999, obtido via DGPS MARCH I -----	87

Figura 28 – Desenho esquemático revelando a influencia das escavações promovidas pela formiga saúva na hidrologia do topo do solo na EEBV DEUS (1991) e CAMBRA (1998) -----	89
Figura 29 – Mapeamentos do perímetro da voçoroca conduzidos entre 1982 e 1994 pela equipe do GEOHECO -----	94
Figura 30 – Mapa topográfico da estação experimental da fazenda bela Vista, como contorno da voçoroca em 1999 e a localização dos perfis topográficos mensurados no interior da voçoroca -----	96
Figura 31 - Localização dos perfis topográficos transversais ao canal da voçoroca mensurados nos digito ativo da porção superior (A) e no canal-digito ativo da porção inferior (B) em julho de 1999 -----	97
Figura 32 – Fotografias das sondagens realizadas no inverno de 2002 na área da EEBV -----	102
Figura 33 – Tabela com a da rede monitoramento da água subterrânea com situação dos poços e piezômetros da EEBV e vales adjacentes -----	103
Figura 34 – Mapa de localização da EEBV e vales vizinhos mostrando os dois perfis com a rede de monitoramento da água subterrânea entre as cabeceiras de vale adjacentes. (modificado de LEAL, 2004) -----	104
Figura 35 – Mapa topográfico do anfiteatro da EEBV, com a localização dos dois perfis de monitoramento da água subterrânea implementados entre cabeceiras de drenagem de vales adjacentes -----	105
Figura 36 – Perfil topográfico com a localização das 15 estações de monitoramento da água subterrânea da EEBV e nos vales adjacentes -----	106
Figura 37 Foto das estações de monitoramento da água subterrânea -----	108
Figura 38 – Desenho esquemático demonstrando como foram obtidas as cargas de pressão (hp), as cargas totais (h), as cargas de posição (z), as diferenças entre as cargas totais (Δh) e as distâncias entre as cargas de posição (Δl), a partir da leitura dos piezômetros instalados no campo -----	109
Figura 39 – Mapa de localização do experimento de revegetação na concavidade estrutural da porção inferior do anfiteatro da EEBV -----	114

Figura 40 – Tabela com o número de mudas por espécie e famílias introduzidas na EEBV, com características gerais relevantes para a revegetação -----	116
Figura 41 - Tabela com as características dos períodos chuvosos e das estiagens que ocorreram ao longo do tempo de monitoramento de campo ---	119
Figura 42 – Tabela com as baterias de Tensiômetros instalados na EEBV com a posição na encosta e condição da cobertura vegetal -----	121
Figura 43 – Esquema de Bateria de Tensiômetros de Mercúrio para medição da Carga de Pressão Hp (potencial matricial ou sucção do solo) ---	124
Figura 44 –Tabela com os Sítios Amostrais com tipo de cobertura e posição topográfica -----	125
Figura 45 - Tabela com as condições de declividade, posição na encosta e vegetação das parcelas de escoamento superficial instaladas na EEBV -----	126
Figura 46 – Mapa de localização dos sítios amostrais para o monitoramento da hidrologia superficial e da reestruturação física do topo do solo na área em processo de revegetação da EEBV -----	127
Figura 47 – Desenho esquemático de uma parcela de escoamento superficial (modificado de CRUZ, 2001) -----	128
Figura 48 Tabela com a localização dos sítios amostrais para avaliação da re-estruturação física do topo do solo com posição na encosta e tipo de cobertura vegetal -----	130
Figura 49 - Tabela com os sítios amostrais para o monitoramento da re-estruturação física do topo do solo -----	131
Figura 50 – Fotografia das amostras indeformadas nos anéis volumétricos e na mesa de tensão, para realização de ensaios sobre a estruturação física do solo -----	133
Figura 51 – Vista aérea da EEBV e vales adjacentes, revelando desnivelamento topográfico entre fundos de vales de cabeceiras adjacentes, localizados no compartimento de colinas do baixo curso do Rio Piracema ----	135
Figura 52 – Taxas de recuo remontante (m ² / ano) em diferentes setores da voçoroca entre 1982 e 2002 -----	137

Figura 53 – Mapas do contorno da voçoroca obtidos através da determinação do perímetro da voçoroca da EEBV entre 1982 e 2002 -----	140
Figura 54 - Mapa topográfico da EEBV revelando a diminuição da área de contribuição de drenagem, para cabeça do canal-dígito ativo da porção superior entre 1982 e 1999 -----	141
Figura 55 – Vista aérea da porção superior do anfiteatro da EEBV, mostrando um processo de revegetação espontânea diferencial no interior dos dois canais-dígitos da porção superior do voçorocamento -----	142
Figura 56 Fotografia do aquífero temporário na porção média do canal-tronco da voçoroca -----	144
Figura 57 – Detalhes do recuo remontante no canal dígito tributário da porção inferior da voçoroca da EEBV, mostrando as rotas de progressão dessa porção da voçoroca nos últimos 20 anos -----	146
Figura 58 – Perfis topográficos representando a superfície do anfiteatro e o fundo do canal da voçoroca em 1982 e 2001 -----	149
Figura 59 - Perfis topográficos transversais ao canal da voçoroca mensurados no interior do canal-dígito ativo da porção superior -----	152
Figura 60 - Perfis topográficos transversais ao canal da voçoroca mensurados no interior do canal-dígito ativo da porção superior -----	153
Figura 61 – Fotografia do início da década de 1990 que revela a face de exfiltração localizada entre os depósitos quaternários e o saprolito subjacente -----	155
Figura 62 – Fotos de dois Níveis de Base Locais localizados dentro do canal do voçorocamento da EEBV -----	156
Figura 63 – Fotos demonstrando o recuo remontante dos níveis de base locais da porção superior do voçorocamento da EEBV -----	157
Figura 64 – Histograma de Precipitação Mensal entre janeiro de 2000 e fevereiro de 2004 com dados fornecidos pela Estação Meteorológica de Bananal -----	160

Figura 65 – Histograma de Precipitação Mensal das Estações Meteorológicas de Bananal e Serra da Bocaina entre os anos de 2000 e 2004 -----	162
Figura 66 – Períodos chuvosos e tempo de resposta da água subterrânea às entradas de chuvas. Valores de Hp obtidos pela estação de monitoramento 2 da EEBV -----	163
Figura 67 – Histograma com distribuição temporal das cargas de pressão (Hp) na EEBV e os valores de precipitação mensal obtidos nas estações de Bananal e Serra da Bocaina -----	164
Figura 68 – Perfis topográficos com a localização das estações de monitoramento da água subterrânea e os valores de altura do lençol freático e das cargas de pressão (Hp) para o dia 23/11/2002 -----	168
Figura 69 – Perfis topográficos com a localização das estações de monitoramento da água subterrânea e os valores de altura do lençol freático e das cargas de pressão (Hp) para o dia 07/02/2003 -----	169
Figura 70 – Perfis topográficos com a localização das estações de monitoramento da água subterrânea e os valores de altura do lençol freático e das cargas de pressão (Hp) para o dia 03/04/2003 -----	170
Figura 71 – Perfis topográficos com a localização das estações de monitoramento da água subterrânea e os valores de altura do lençol freático e das cargas de pressão (Hp) para o dia 06/07/2003 -----	171
Figura 72 Histograma com os valores de carga de pressão registrados na estação 2 de monitoramento da água subterrânea da EEBV em diferentes períodos chuvosos -----	173
Figura 73 – Histogramas de Precipitação Mensal e Cargas de Pressão (Hp) em diferentes períodos chuvosos 1996-1997; 1999-2000 e 2000-2001 -----	175
Figura 74 – Histogramas de Precipitação Mensal e Cargas de Pressão (Hp) em diferentes períodos chuvosos 2001-2002 e 2002-2003 -----	177
Figura 75 – Histogramas com valores de gradiente hidráulico entre as estações 2 e 6 em 1997 e 2003 -----	178

Figura 76 – Mapa topográfico com rede de fluxos subterrâneos entre cabeceiras de vales adjacentes em diferentes períodos do ano. A transposição de água entre as cabeceiras torna-se mais evidente nas estações chuvosas, quando ocorre a elevação do aquífero regional (LEAL, 2004) ----- 180

Figura 77– Mapas equipotenciais em perfil dos dias 25/02/2003 e 17/07/2003 – Perfil 1- localizando o direcionamento dos fluxos de água subterrânea entre as cabeceiras adjacentes em dias representativos das estações chuvosas e das estiagens (LEAL, 2004) ----- 181

Figura 78 – Tabela com as características das chuvas nos nove períodos de monitoramento.----- 183

Figura 79 – Histograma com o total acumulado de chuva nos nove períodos monitorados na EEBV ----- 184

Figura 80 – Fotografias dos sítios amostrais para mensuração das resultantes hidrológicas do processo de revegetação ----- 186

Figura 81 – Histograma com total pluviométrico e índice de escoamento superficial para os eventos chuvosos registrados nos períodos chuvosos 1 e 2 no sítio amostral 1----- 187

Figura 82 – Histograma com total pluviométrico e índice de escoamento superficial para os eventos chuvosos registrados no período chuvoso 3 no sítio amostral 1 ----- 188

Figura 83 – Histogramas com total pluviométrico e índice de escoamento superficial para os eventos chuvosos registrados nos períodos chuvosos 4 e 5 no sítio amostral 1 ----- 189

Figura 84 – Histogramas com total pluviométrico e índice de escoamento superficial para os eventos chuvosos registrados no período chuvoso 3 no sítio amostral 2 ----- 190

Figura 85 – Histogramas com total pluviométrico e índice de escoamento superficial para os eventos chuvosos registrados nos períodos chuvosos 4 e 5 no sítio amostral 2 ----- 191

Figura 86 – Histogramas com total pluviométrico e índice de escoamento superficial para os eventos chuvosos registrados nos períodos chuvosos 1 e 2 no sítio amostral 3 -----	193
Figura 87 – Histogramas com total pluviométrico e índice de escoamento superficial para os eventos chuvosos registrados no período chuvoso 3 no sítio amostral 3 -----	194
Figura 88 – Histogramas com total pluviométrico e índice de escoamento superficial para os eventos chuvosos registrados nos períodos chuvosos 4 e 5 no sítio amostral 3 -----	195
Figura 89 – Histogramas com total pluviométrico e índice de escoamento superficial para os eventos chuvosos registrados nos períodos chuvosos 1 e 2 no sítio amostral 4 -----	197
Figura 90 – Fotografia da parcela de escoamento superficial instalada no sítio amostral 4 -----	198
Figura 91 – Histogramas com total pluviométrico e índice de escoamento superficial para os eventos chuvosos registrados nos períodos chuvosos 3 e 4 no sítio amostral 4 -----	199
Figura 92 – Histogramas com total pluviométrico e índice de escoamento superficial para os eventos chuvosos registrados nos período chuvoso 5 no sítio amostral 4 -----	200
Figura 93 – Histogramas com valores de carga total no metro superior do solo obtidos em fevereiro de 2000 na bateria 8, localizada em área de alta encosta -----	202
Figura 94 - Histogramas com valores de carga total no metro superior do solo obtidos em fevereiro de 2000 na bateria 1 que é localizada em área de fundo de vale -----	204
Figura 95 - Histogramas com valores de carga total no metro superior do solo obtidos em fevereiro de 2000 na bateria 7 que é localizada em área de média encosta -----	206

Figura 96 - Histogramas com valores de carga total no metro superior do solo obtidos em fevereiro de 2000 na bateria 9 que é localizada em área de média encosta com vegetação arbórea ----- 208

Figura 97 - Histogramas com valores de carga total no metro superior do solo obtidos em fevereiro de 2002 na bateria 8 que é localizada em área de alta encosta com gramíneas e revegetação ----- 210

Figura 98 - Histogramas com valores de carga total no metro superior do solo obtidos em fevereiro de 2002 na bateria 1 que é localizada em área de afundo de vale com gramíneas e revegetação ----- 212

Figura 99 – Histograma com valores de Porosidade Total, Macro e Micro-porosidade para as profundidades de 0-5, 10-15, 30-35, 60-65 e 90-95cm na EEBV ----- 215

Figura 100 – Histograma com Porosidade Total, Macro e Micro-porosidade no sítio amostral 1 para as profundidades de 0-5, 10-15, 30-35, 60-65, 90-95cm ----- 219

Figura 101 – Histogramas com Porosidade Total, Macro e Micro-porosidade nos sítios amostrais 2 e 3 para as profundidades de 0-5, 10-15, 30-35, 60-65, 90-95cm ----- 220

Figura 102 – Histograma com Porosidade Total, Macro e Micro-porosidade no sítio amostral 4 para as profundidades de 0-5, 10-15, 30-35, 60-65, 90-95cm ----- 221

Figura 103 – Histograma com Porosidade Total, Macro e Micro-porosidade no Sítio amostral 5 para as profundidades de 0-5, 10-15, 30-35, 60-65, 90-95cm ----- 222

Figura 104 – Histograma com Porosidade Total, Macro e Micro-porosidade no Sítio amostral 6 para as profundidades de 0-5, 10-15, 30-35, 60-65, 90-95cm ----- 223

Figura 105– Histogramas com valores de densidade aparente para diferentes profundidades nos sítios amostrais 1, 2 e 3 ----- 224

Figura 106 – Histogramas com valores de densidade aparente para diferentes profundidades nos sítios amostrais 4, 5 e 6 ----- 225

Figura 107 – Fotografias da porção superior da voçoroca revelando uma fase de aceleração nas taxas de recuo remontante no dígito ativo durante o final da década de 1990 ----- 228

Figura 108 – Desenho esquemático representando os efeitos da incisão linear na hidrologia subterrânea da cabeceira da EEBV ----- 232

Figura 109 – Fotografia da cabeça do canal-dígito da porção superior revelando antigas faces de exfiltração que testemunham um período de menor profundidade da franja capilar ----- 233

Apresentação

Esse trabalho insere-se em uma linha de pesquisas do Laboratório de Geo-hidroecologia-UFRJ (GEOHECO) desenvolvida no município de Bananal/SP. Insere-se, particularmente, nas pesquisas sobre a propagação de voçorocamentos em cabeceiras de drenagem. Essas pesquisas enfatizam as relações entre a expansão da rede de canais e a dinâmica evolutiva das formas de relevo no médio vale do Rio Paraíba do Sul.

Nos últimos 25 anos constituiu-se um arcabouço teórico baseado em pesquisas desenvolvidas na Fazenda Bela Vista, onde foi implementada uma Estação Experimental (EEBV – Estação Experimental da Bela Vista) para o diagnóstico e o monitoramento dos processos hidrológicos e erosivos associados à expansão de uma voçoroca.

O voçorocamento da EEBV progride sobre uma cabeceira de drenagem localizada no médio curso da bacia do rio Piracema, que é um dos principais tributários do Rio Bananal, sendo que a voçoroca foi definida como área-piloto para as pesquisas de campo, por ser considerada representativa dos processos de voçorocamento observados no médio vale do rio Paraíba do Sul.

Ao longo desse tempo as pesquisas enfatizaram o diagnóstico dos processos hidrológicos e o monitoramento das taxas erosivas, bem como suas relações com as características dos materiais envolvidos (estratigrafia dos depósitos aluvio-coluvionares), com o desenvolvimento de feições côncavas nas encostas, e com os controles lito-estruturais do embasamento geológico, notadamente pela ação da rede de fraturamentos regionais na dinâmica hidrológica subterrânea.

Particular atenção foi dada as características hidrológicas da cobertura vegetal (pastagens – gramíneas) bem como suas interações com a atividade biogênica no topo do solo (ação de formigas) e formações de dutos geradores de fluxos sub-superficiais e sua resultantes para os processos de recarga da água do solo.

No final da década de 80 as pesquisas do GEOHECO já apontavam na direção da existência de fluxos sub-superficiais laterais nas encostas que exfiltram na parede da voçoroca, sendo responsáveis pelo recuo remontante da mesma. COELHO NETTO et al (1988) propuseram, então, um modelo evolutivo para essas cabeceiras indicando a formação de um aquífero temporário na base dos depósitos quaternários no contato com a rocha alterada.

Esse modelo de propagação de voçorocas pelos fluxos sub-superficiais, articula-se ao modelo de dinâmica evolutiva da paisagem geomorfológica, também proposto por COELHO NETTO & FERNANDES (1990) e COELHO NETTO (1999), ao apontar a possibilidade de recuo de divisores topográficos e capturas de canais adjacentes, em associação à pirataria de água subterrânea (aquífero regional) entre vales vizinhos e topograficamente desnivelados.

Durante a década de 90 o monitoramento das taxas erosivas na EEBV revelou uma aceleração nas taxas de recuo de um dos dígitos principais da voçoroca, mesmo com a diminuição da área de contribuição da mesma. Esse dígito seguiu a direção a um vale vizinho, suspenso topograficamente, numa direção coincidente com uma das direções presentes no "set" de fraturamentos do substrato rochoso.

Ao mesmo tempo, questões associadas à proteção dos recursos hídricos e ao controle de erosão ganham uma nova dimensão para a sociedade, no sentido de preservação da qualidade ambiental. Surgem metodologias de recuperação de áreas degradadas, muitas vezes baseadas em técnicas de revegetação de encostas com o objetivo de controlar a erosão e/ou proteger os recursos hídricos.

O presente trabalho pretende contribuir para o melhor entendimento dos processos hidrológicos e erosivos associados à progressão remontante de voçorocas, bem como o efeito da cobertura vegetal nesses processos, objetivando-se, dessa forma, gerar subsídios para o desenvolvimento de metodologias de controle de voçorocamentos em cabeceiras de drenagem.

No capítulo I apresenta-se um resumo do estado da arte dos estudos sobre voçorocas, discutindo-se os conceitos e as terminologias empregadas. Aponta-se ainda, uma lacuna, no que diz respeito à existência de pesquisas que

sejam baseadas em longos períodos de monitoramento de campo, e que enfatizem os mecanismos erosivos e os processos hidrológicos associados à propagação de voçorocas.

No capítulo II apresenta-se uma revisão teórica sobre os processos hidrológicos e as rotas de fluxos d'água nas encostas, enfatizando os mecanismos erosivos associados às diferentes formas de escoamento. Destacam-se os fluxos hidrológicos sub-superficiais e a movimentação da água nas zonas não saturadas e saturadas do solo.

No capítulo III apresenta-se uma discussão sobre a propagação de voçorocas em cabeceiras de drenagem e a expansão da rede de canais. Aborda-se a inadequação, no caso do médio vale do rio Paraíba do Sul, de modelos pré-existentes sobre evolução da rede de canais, que priorizam a ação de mecanismos associados ao escoamento superficial ou que se baseiam em parâmetros morfológicos para fundamentar a expansão dos canais nas cabeceiras de drenagem.

Nessa parte apresenta-se o modelo de expansão de rede de canais para a bacia do rio Bananal, proposto por COELHO NETTO (1998) e que relaciona a hidrologia subterrânea das cabeceiras, inclusive com a formação de um aquífero temporário suspenso em relação ao aquífero regional, à propagação das voçorocas. Abordam-se ainda, os controles lito-estruturais na produção de formas côncavas nas encostas e na hidrologia subterrânea, particularmente pela ação dos fluxos de água pela rede de fraturamentos.

No capítulo IV apresenta-se a área de estudo, discutindo as condições ambientais regionais e fazendo uma revisão sobre estudos anteriores conduzidos na bacia do rio Bananal. Enfatiza-se a contextualização do anfiteatro da fazenda Bela Vista onde se localiza a EEBV, em relação aos condicionantes relevantes ao comportamento hidrológico das cabeceiras de drenagem, e seus efeitos sobre a propagação da voçoroca.

Nos capítulos V e VI apresentam-se os objetivos dessa pesquisa e os procedimentos metodológicos adotados para o monitoramento: das taxas de recuo da voçoroca; do comportamento da água subterrânea; da recarga locais dos fluxos

sub-superficiais; das entradas de chuva locais e regionais e da re-estruturação física do topo do solo em função de um experimento de revegetação conduzido em uma das concavidades tributárias do anfiteatro da EEBV.

No capítulo VII discutem-se os mecanismos envolvidos na progressão remontante da voçoroca da EEBV, destacando-se a dinâmica hidrológica subterrânea na cabeceira e nos vales adjacentes, as características dos materiais envolvidos e as modificações na topografia interna da voçoroca, motivadas pelo recuo de níveis de base locais. Nessa parte discute-se o significado da alteração dos gradientes topográficos e hidráulicos promovidos pela incisão linear, o recuo lateral causados pelo voçorocamento e a geração de fluxos subterrâneos nas cabeceiras da EEBV. Destaca-se, ainda, o monitoramento de fluxos subterrâneos nas cabeceiras do anfiteatro e suas relações com as entradas de chuva locais e regionais.

No capítulo VIII enfatiza-se as relações entre as entradas de chuvas locais e os padrões de redistribuição da chuva em coberturas vegetais distintas, localizadas em encostas e fundos de vale da EEBV. Discuti-se os processos de molhamento/drenagem do metro superior do solo e a produção do escoamento superficial, para o entendimento da recarga dos fluxos subterrâneos associados ao voçorocamento.

No capítulo IX apresenta-se uma contribuição para o entendimento da resultante hidrológica e erosiva dos primeiros estágios da revegetação de encostas em cabeceiras de drenagem recoberta pôr pastagens e sujeitas à ação de voçorocamentos. Discuti-se principalmente a reestruturação física do topo do solo e seu significado hidrológico para os processos de produção de escoamento superficial e de recarga dos fluxos sub-superficiais.

No capítulo X apresenta-se um comentário final sobre o desenvolvimento da voçoroca na EEBV nos últimos anos, discutindo-se o efeito do rebaixamento do nível freático nas cabeceiras causado pela progressão remontante do voçorocamento, na hidrologia subterrânea e nos mecanismos erosivos associados ao recuo remontante da voçoroca.

I. Introdução

O desenvolvimento da rede de drenagem muitas vezes se dá pela propagação de canais erosivos nas cabeceiras de drenagem, através de uma evolução regressiva, que promove o recuo re-montante desses canais sobre vales não canalizados. Quando os mecanismos erosivos associados ao recuo re-montante dessa rede de canais incisos envolvem fluxos de água subterrânea formam-se as voçorocas, que se constituem nas extremidades da rede de canais.

Os voçorocamentos em cabeceiras de drenagem vêm sendo tradicionalmente abordados como um importante problema para a sociedade, devido, principalmente, à degradação de terras produtivas e a exportação de sedimentos que são responsáveis por assoreamentos em canais fluviais e barragens. Atualmente discutem-se também as conseqüências desses voçorocamentos na preservação de recursos hídricos, já que os sedimentos transportados alteram a qualidade da água e aumentam os custos para sua utilização.

O controle desses voçorocamentos torna-se fundamental não somente pelas perdas de terras produtivas e assoreamento dos sistemas fluviais e barragens mas, sobretudo, para a proteção da funcionalidade hidrológica dessas cabeceiras de drenagem, fundamentais para um gerenciamento racional dos recursos hídricos.

Muito embora já existam soluções de engenharia para contenção de voçorocas, baseadas em obras de re-taludamento, controle de drenagem, filtros de areia e brita, muros de gabiões, etc, o custo dessa obras pode inviabilizar essas soluções em áreas rurais e/ou urbanas pouco valorizadas. Nessas condições, torna-se importante o desenvolvimento de conhecimento para subsidiar a avaliação de áreas mais suscetíveis ao voçorocamento, ou a expansão dessas feições erosivas.

Dessa forma, os estudos sobre condicionantes e mecanismos erosivos associados à propagação de voçorocas, tornam-se fundamentais para à prevenção e/ou desenvolvimento de tecnologia de controle de voçorocamento de

baixo custo, especialmente aqueles baseados em revegetação das encostas. Esses estudos se constituem, portanto, em importantes subsídios para o desenvolvimento de metodologias de recuperação de áreas degradadas onde sejam necessárias medidas mitigadoras de processos erosivos, especialmente aqueles associados à dinâmica hidrológica subterrânea.

Porém, para se controlar efetivamente a dinâmica erosiva nas encostas através da revegetação é necessário conhecer e explicar os processos e os mecanismos que operam a hidrologia e a atividade erosiva associada, buscando-se identificar a funcionalidade hidrológica dos diferentes tipos de cobertura vegetal.

No caso dos voçorocamentos, onde o mecanismo erosivo principal está associado à exfiltração de fluxos d'água sub-superficiais (DUNNE 1970; COELHO NETTO et al. 1988), torna-se fundamental a compreensão da influência dos diferentes tipos de vegetação (inclusive em seus distintos estágios sucessionais) nos processos de infiltração e percolação da água no solo. Especialmente nas encostas situadas a montante desses voçorocamentos, que constituem a zona de recarga dos fluxos sub-superficiais.

Algumas voçorocas por serem controladas por fluxos subterrâneos do aquífero regional, muitas vezes originados de fluxos artesianos por sistemas de fraturas no substrato rochoso, podem não sofrer influência somente da zona de recarga das encostas. Portanto, uma questão que se coloca diz respeito às relações entre a recarga do aquífero e as entradas de chuvas locais e regionais, e as suas implicações para os mecanismos erosivos associados à propagação dos voçorocamentos.

Os voçorocamentos constituem-se em um dos principais processos erosivos de dissecação do relevo, sendo fundamentais na expansão da rede de canais e na evolução geomórfica das bacias de drenagem. Ocorrem ainda, sob as mais distintas condições climáticas e geológicas, em áreas urbanas e rurais em muitas regiões do Planeta. Por esse motivo nos últimos anos vem sendo amplamente estudados os processos e mecanismos associados à gênese e evolução dessas feições erosivas.

O termo voçoroca ("gully ") vem tendo um uso indiscriminado na literatura científica, podendo designar feições semelhantes porém produzidas por processos e mecanismos distintos, como as ravinas (*rill*). O fato torna-se mais grave quando se leva em consideração que as medidas mitigadoras dessas feições erosivas podem ser fundamentadas em processos não operante na feição em questão.

Devido a esse fato, foram propostas terminologias para uma padronização das feições erosivas associadas ao escoamento concentrado da água. Essa terminologia inicialmente considerava apenas os parâmetros morfológicos (largura, profundidade e extensão), como a proposta pelo relatório da FAO (1965) que define as voçorocas como canais de drenagem que não podem ser obliterados por tratores. Já pelo Glossário de Termos de Ciência do Solo do Estados Unidos (1987) estabelece-se uma profundidade mínima de 50cm para uma feição ser denominada de voçoroca, sendo que as feições erosivas com profundidades menores são classificadas como ravinas.

Em ambos os casos privilegiam-se aspectos morfológicos em detrimento aos processos operantes, podendo gerar contradições entre as medidas corretivas adotadas para controlar a dinâmica hidro-erosiva e os reais mecanismos envolvidos na gênese e evolução da feição erosiva (quer seja uma ravina ou uma voçoroca).

Segundo HIGGINS (1990) as voçorocas são as feições que têm paredes íngremes, possuindo seção transversal em forma de "u". O mesmo autor indica que as voçorocas progridem remontante pelos processos de solapamento da base das paredes do canal seguidos de desmoronamento de blocos de solo (*sapping*). As voçorocas segundo HIGGINS (op cit) são associadas à dinâmica hidrológica sub-superficial e podem ocorrer em condições distintas de cobertura vegetal e declividade.

A produção de fluxo superficial concentrado nas encostas pode formar sulcos erosivos por dissecação diferencial, sendo que quanto mais o sulco promove a dissecação no terreno maior a sua capacidade de concentrar o fluxo da

água encosta abaixo, aumentando sua vazão e conseqüentemente o seu potencial erosivo, causando uma retro-alimentação no sistema que dificulta o seu controle.

A feição erosiva formada por esse processo é definida como ravina (*rill*) por HIGGINS (op cit), possuindo uma seção transversal em forma de "v", com bordas arredondadas. Como os solos vegetados encontram-se com o topo do solo protegido do destacamento de partículas do solo pelo escoamento superficial as ravinas geralmente se associam a áreas com ausência ou rarefação na cobertura vegetal.

Face ao exposto acima, nesse trabalho seguem-se as definições baseadas nos processos e mecanismos envolvidos (HIGGINS op cit), pois é evidente que simplesmente pelos aspectos morfológicos, voçorocas pequenas confundem-se com ravinas enquanto que ravinamentos profundos podem ser confundidos com voçorocas. Torna-se então, fundamental a identificação dos mecanismos envolvidos, para uma criteriosa classificação de feições erosivas, que seja útil para o desenvolvimento de medidas mitigadoras e para compreensão dos processos dissecadores do relevo.

De uma forma geral a literatura define as ravinas como aquelas feições erosivas causadas por fluxos superficiais concentrados nas encostas e as voçorocas como aquelas feições causadas por fluxos sub-superficiais e seus mecanismos erosivos associados.

A distinção entre ravinas e voçorocas pode ser complexada pela possibilidade de coexistência dos dois mecanismos mencionados acima no interior de uma mesma feição erosiva. Além disso, muitas ravinas podem evoluir para voçorocamentos, ao promoverem a remoção das camadas superiores do solo e tornarem possível a exfiltração de fluxos subterrâneos. Nesse caso torna-se necessário identificar os processos operantes dominantes e suas conseqüências para as características morfológicas da incisão para uma criteriosa classificação.

A origem de voçorocas é usualmente associada à incisão promovida por ravinamento superficial que atinge o nível freático e permite a ação dos mecanismos erosivos associados ao fluxo sub-superficial (PONÇANO & PRANDINI, 1987). DUNNE (1970 e 1980) destaca que o solapamento na base das

paredes das voçorocas se dá pela remoção preferencial de partículas do solo nas faces de exfiltração dos fluxos sub-superficiais, identificando esse processo como *seepage erosion*, que opera quando são produzidas poro-pressões críticas nessas faces de exfiltração. COELHO NETTO et al. (1988) sugerem que na bacia do Rio Bananal o mecanismo principal responsável pelo recuo remontante das voçorocas é a exfiltração de fluxos sub-superficiais e, que os processos de lavagem superficial teriam um papel secundário, porém fundamental no recuo das voçorocas, ao promoverem a remoção do material colapsado das paredes e desobstruindo as faces de exfiltração.

Por outro lado, cortes de estradas e margens de rios também podem gerar faces de exfiltração e propagar mecanismos de voçorocamento nas encostas e nos fundos de vales entulhados por sedimentos, assim como incisões oriundas de movimentos de massa, como sugerido por COELHO NETTO (2002).

BLONG et al. (1982) discutem os processos associados ao desenvolvimento de voçorocas nas encostas, apontando para ação combinada da incisão linear e do recuo lateral da parede do canal inciso, promovido pelo colapso do material devido ao solapamento da parede (*sidewall*). Os autores indicam ainda, que medidas de controle de voçorocamento podem ser bem sucedidas se evitarem o solapamento da base das paredes da voçoroca, acabando com o recuo lateral.

I.1. Tipologia e classificação de voçorocas

As voçorocas podem ocorrer em diferentes posições na paisagem geomorfológica e esse fato favoreceu o surgimento de uma tipologia para voçorocas baseada em sua localização topográfica e/ou em relação a seu posicionamento na rede de drenagem.

No interior de um vale as voçorocas podem situar-se em suas encostas laterais, nas encostas frontais das cabeceiras ou no eixo principal da concavidade, (BRICE, 1966). Destaca-se ainda que essas voçorocas podem

apresentar bifurcações, propagando dígitos que também progridem remontante nas encostas adjacentes.

A existência de voçorocamentos com canais descontínuos foi descrita por LEOPOLD & MILLER (1956) em pesquisas desenvolvidas em regiões semi-áridas nos EUA. Os autores indicaram que os canais descontínuos podem evoluir para canais contínuos através da expansão remontante dos segmentos desconectados desses canais. A junção desses canais descontínuos transforma o sistema em uma voçoroca contínua, sendo esse processo o responsável pela expansão da rede de canais. Os autores ressaltam ainda, o amplo significado desse processo de dissecação do relevo, via expansão da rede de drenagem, para a produção da paisagem geomorfológica na região estudada.

COELHO NETTO (1997) e CAMBRA (1998) em estudos conduzidos no médio vale do Rio Paraíba do Sul propõem uma classificação para as voçorocas da bacia do Rio Piracema, principal tributário da bacia do Rio Bananal, levando-se em conta a sua posição na topografia e na rede de drenagem, classificando as voçorocas em dois tipos. O primeiro tipo refere-se as voçorocas que são ajustadas topograficamente a rede de drenagem. O segundo tipo refere-se as voçorocas que são suspensas topograficamente em relação a rede de drenagem, portanto desconectadas da rede de canais. Os autores utilizam ainda a funcionalidade dessas voçorocas na atual dinâmica geomórfica de dissecação do relevo na sua classificação. Para isso separam os voçorocamentos entre ativos e inativos, utilizando os critérios de suavização das bordas e recolonização da vegetação para considerar uma voçoroca como sendo inativa, ou seja, onde não se observam, no presente, mecanismos de erosão.

POESEN & GOVERS (1990) caracterizam um sistema de voçorocamento em terras intensamente cultivadas que são recorrentes em associação as práticas agrícolas e que são destruídos pela remodelagem do solo após a colheita anual. Essas pequenas voçorocas, que são formadas por canais efêmeros e por isso foram denominadas de voçorocas efêmeras (*Ephemeral Gullies*), podem causar grandes transtornos para as práticas agrícolas, e por isso vem sendo amplamente estudadas em vários países da Europa.

Segundo DESMENT et al. (1999) a predição da iniciação e trajetória das voçorocas efêmeras é fundamental para um manejo racional do solo, subsidiando a aplicação de medidas preventivas e ou corretivas para controlar esses processos erosivos. DESMENT et al. (op cit) destacam que as relações entre o gradiente de declividade das encostas e a área de contribuição acima de um determinado ponto da vertente, são dois parâmetros topográficos fundamentais para se prever a evolução (iniciação e trajetória) das voçorocas efêmeras em terras agrícolas.

I.2. Estudos sobre voçorocamentos no Brasil

O termo voçoroca ou boçoroca provém da língua tupi-guarani pelos vocábulos *ibi-çoroc* que possui o significado de terra rasgada e *mbaê-çorogca* que significa coisa rasgada (FURLANI, 1980). O termo voçoroca é portanto uma denominação local assim como ocorre em várias partes do mundo onde denominações locais são freqüentes, como: *Lavakas* em Madagascar, *barrocas* em Angola, *Benggang* na China, *Dongas* na África do Sul dentre outros.

No Brasil, essa designação de origem indígena é um testemunho da antiguidade dessas feições erosivas, muito embora os voçorocamentos tenham nitidamente se propagado mais intensamente a partir de alterações ambientais induzidas pelos processos de ruralização e urbanização do território brasileiro, que foram baseados no desmatamento da cobertura vegetal original.

Inicialmente os estudos sobre voçorocas no Brasil tiveram um caráter exploratório e generalista, quando foram identificadas as principais áreas de ocorrência desse fenômeno e apontados os principais fatores controladores, que foram definidos como sendo a ação do escoamento das águas, os diferentes tipos de substrato e a intervenção humana (PONÇANO & PRANDINI, 1987).

Com a expansão agrícola para o oeste paulista e noroeste paranaense agravou-se o problema dos voçorocamentos no Brasil a partir da segunda metade do século XX, quando surgem também referências para voçorocamentos em planaltos cristalinos em São Paulo e Minas Gerais (FURLANI, 1980).

Durante esse período pouca atenção foi dada aos processos hidrológicos e aos mecanismos erosivos associados à progressão das voçorocas, que foram tidas como resultantes do desmatamento e das práticas de manejo agro-pastoril em áreas onde o substrato pedológico era menos resistente a erosão por voçorocas, também denominada de erosão linear.

Foram então focalizados as pesquisas sobre suscetibilidade a erosão linear acelerada (voçorocamentos) baseados em estudos morfo-pedológicos e climáticos associados ao estudo das modificações morfo-hidro-pedológicas que foram induzidas pela ação humana em áreas urbanas e rurais (PONÇANO & PRANDINI, 1987).

Porém um trabalho publicado na década de 1930 associou a gênese desses voçorocamentos a um processo natural de entalhamento da rede de drenagem, provocado por soerguimento epirogênico atual. Segundo MORAES REGO (1932) pelo menos na depressão periférica paulista, esse entalhamento na drenagem que, segundo suas observações, foi causado por levantamento epirogênico, era o principal responsável pela propagação das voçorocas. Essa discussão sobre gênese das voçorocas irá se prolongar durante todo o final do século XX, com hipóteses favoráveis a motivações climáticas, neo-tectônicas e antrópicas.

Os estudos sobre voçorocamentos avançaram nos anos 80 e 90, privilegiando-se mensurações de taxas de recuo remontante de voçorocas em distintas condições ambientais. GUERRA (1994) propõe uma metodologia de mensuração topográfica para obtenção de taxas de progressão remontante de voçorocas, que é baseada em implementação de estações experimentais com pinos de erosão localizados nas adjacências das bordas da voçoroca e que permitem a mensuração de alterações de seu perímetro.

BACARO (1998a) utilizando essa metodologia em relevos residuais no oeste do triângulo mineiro, articula essas taxas de recuo as características dos solos e ao regime pluviométrico, que afetam a distribuição espacial e temporal do escoamento superficial e sub-superficial nas encostas e controlam uma expansão diferencial entre diferentes seções de monitoramento.

O trabalho de BACARO et al (1998b) também conduzido no planalto mineiro enfatiza mecanismos erosivos associados à propagação de voçorocas em cabeceiras de drenagem, procurando determinar a ação dos variados tipos de fluxos hidrológicos nas encostas, diferenciando a ação do escoamento subterrâneo e do escoamento superficial.

VIEIRA (1998) descreve um cadastro de voçorocas urbanas no município de Manaus (AM) enfatizando os tipos de fluxo associados aos processos de voçorocamento e sua articulação a rede de drenagem, baseado em um modelo anteriormente proposto por OLIVEIRA et al (1994) que foi um desdobramento das pesquisas conduzidas no médio vale do Rio Paraíba do Sul na década de 80 na região de Bananal por COELHO NETTO et al (1988).

ÁDAMO et al. (1998) descrevem um sistema de voçorocas em Minas Gerais, através de uma classificação morfométrica e qualitativa das voçorocas. Determinam os tipos de voçorocamentos associado-os às características morfológicas da feição erosiva e da cobertura vegetal circundante dentre outros parâmetros considerados relevantes para a classificação.

ALMEIDA & GUERRA (2004) em estudos sobre impactos ambientais em áreas urbanas, conduzidos no município de Sorriso (MT) apontam que os processos de voçorocamento são um dos principais problemas ambientais da região, afetando o domínio das encostas e provocando assoreamento nos cursos d'água fluviais.

No entanto, desde a década de 1970, enquanto se desenvolviam pesquisas de suscetibilidade a erosão linear oriundas das práticas agrícolas, uma nova linha de pesquisas, com enfoque geomorfológico, passa a privilegiar o estudo dos voçorocamentos dentro de uma perspectiva evolutiva da paisagem durante o Quaternário. Os trabalhos de MEIS (1977), COELHO NETTO et al (1988) e MOURA (1991) apontam para existência de voçorocamentos quaternários que hoje se encontram preenchidos por sedimentos aluviais e coluviais, provenientes de um ciclo de agradação que entulhou a rede de drenagem.

MEIS (1977) associa a formação e o posterior preenchimento dessas voçorocas às flutuações climáticas ocorridas durante o Quaternário. MOURA (1991) associa esse processo alternado de dissecação e agradação dos fundos de vale às mudanças ocorridas nos níveis de base locais que teriam sido promovidas pela atividade neo-tectônica.

COELHO NETTO (1988) indica que nos últimos 200 anos ocorreu uma retomada da dissecação nos depósitos quaternários localizados em fundos de vales preenchidos por sedimentação aluvial e coluvial. A autora associa esse fato ao desmatamento e a substituição da cobertura florestal por plantações de café e posteriormente por pastagens, que promoveu modificações nas relações biota-água-solo e detonou a retomada da dissecação nessas áreas, através do recuo remontante de voçorocamentos que promoveram o re-entanhamento da rede de drenagem. A referida autora passou então a investigar as relações entre os fluxos sub-superficiais e a propagação de voçorocamentos em formações quaternárias sugerindo um modelo evolutivo para essas voçorocas que se desenvolvem em cabeceiras de drenagem e expressam a expansão da rede de canais.

COELHO NETTO et al. (op cit) em pesquisas conduzidas no médio vale do Rio Paraíba do Sul, descrevem um modelo para explicar a progressão remontante de voçorocamentos em vales com controle lito-estrutural onde demonstram a ação dos fluxos subterrâneos(fluxos `d'água pelo aquífero regional e/ou por níveis suspensos e temporários de saturação) na propagação das voçorocas.

Esse modelo de propagação de voçorocas articula a dinâmica hidrológica subterrânea aos controles lito-estruturais, notadamente o sistema regional de fraturamento no substrato rochoso e decodifica a hierarquização da rede de drenagem, bem como da atual expansão promovida por canais incisos contínuos e/ou descontínuos, pelo eixo de concavidades ajustadas ou suspensas em relação a rede de canais, e será melhor discutido no capítulo 3.

Mais recentemente, BACELAR (2000) em pesquisas conduzidas em sistemas de voçorocamentos na região de Ouro Preto (MG) identificou correlações entre a hidrologia subterrânea (inclusive com fluxos artesianos) e a propagação

das voçorocas. Em seus estudos, o referido autor aponta para existências de dois aquíferos nas cabeceiras, um livre e suspenso em relação ao aquífero regional localizado sobre uma camada de argilas orgânicas e um outro, permanente e confinado, dentro do saprolito. BACELAR (op cit) indica ainda uma significativa descontinuidade hidráulica e mecânica entre os materiais coluviais e saprolíticos, relacionando esse fato à propagação das voçorocas.

Como foi observado, pouca atenção vem sendo dada ao estudo dos mecanismos erosivos associados à propagação de voçorocas em cabeceiras de drenagem, principalmente através de pesquisas com monitoramento de longo prazo e que enfatizem as relações biota-solo-água nas encostas e suas alterações ao longo do tempo.

Tais estudos são fundamentais para um melhor entendimento dos processos de recarga dos fluxos d'água sub-superficiais e, conseqüentemente da dinâmica erosiva responsável pela progressão remontante de voçorocamentos nas cabeceiras de drenagem.

I.3. O controle de voçorocas via revegetação: subsídios para a recuperação de áreas degradadas

As regiões tropicais são caracterizadas por serem ambientes altamente complexos, apresentando um amplo espectro de formações vegetais, resultantes da interação entre as diversas variáveis, produto das transformações ambientais em distintas escalas temporais e espaciais.

As interações destes processos naturais foram responsáveis pela especiação, gerando a grande biodiversidade deste conjunto de ecossistemas. As mudanças promovidas pelas intervenções humanas alteraram a paisagem original, aumentando sua complexidade a partir da introdução de novos elementos. A devastação generalizada das florestas acarretou um novo padrão de distribuição espacial das fisionomias vegetais.

Neste sentido, observa-se no atual cenário das florestas tropicais o marcante predomínio de florestas secundárias, sob diversos estágios sucessionais, resultantes deste processo de transformação da paisagem, a partir da regeneração de áreas anteriormente desmatadas. Assim, nota-se que o conhecimento acerca dos processos ecológicos e das características das florestas secundárias, ainda são bastante limitados, dada a importância destas coberturas que irão compor as "*florestas do futuro*" (CORLETT, 1995).

Por outro lado, desenvolveu-se todo um modelo para os reflorestamentos homogêneos baseados em plantios de espécies de rápido crescimento (*Pinus* sp e *Eucaliptus* sp). Esses plantios são baseados no estudo do comportamento isolado das espécies, ou seja, de suas interações com os fatores abióticos (luz, água, nutrientes e topografia) e bióticos (característica genéticas). Nesses plantios, a sucessão espontânea é vista como uma competição por espaço e nutrientes. O sistema não apresenta um estado de equilíbrio entre os elementos, mas uma situação que privilegia o rápido crescimento das árvores para fins comerciais (CARPANEZZI, 1980).

Esses plantios foram utilizados para recuperação de áreas degradadas, mesmo sendo ineficientes no sentido de acelerar a sucessão natural, que segundo vários autores é a melhor forma de recuperar uma área degradada. Segundo KAGEYAMA & CASTRO (1989), o sistema de plantações mistas, compostas de árvores nativas, parece ser o mais adequado para a conservação ambiental dos sistemas florestais naturais.

No contexto da recuperação de áreas degradadas via revegetação destaca-se metodologia desenvolvida pela EMBRAPA/AGROBIOLOGA que utiliza espécies arbóreas leguminosas inoculadas com fungos *micorrizza* que fixam nitrogênio no solo e aceleram o repovoamento vegetal das área replantadas, ao tornarem essas mudas de leguminosas menos dependentes da fertilidade do solo.

Os processos sucessionais em vertentes podem também depender da dinâmica hidro-erosiva e da estabilidade geomórfica (ROCHA LEÃO, 1997), sendo inúmeros os casos onde a erosão pode retardar a sucessão natural, seja pela remoção de sementes e/ou detritos orgânicos do topo do solo, seja pela

remoção de plantas jovens ainda não fixadas e até mesmo pela remoção de árvores de vários estágios sucessionais por ravinas, voçorocas e movimentos de massa.

Os voçorocamentos em formações quaternárias do vale do Paraíba do Sul ocorrem geralmente em áreas de pastagens com coberturas de gramíneas. Os trabalhos de COELHO NETTO et al (1988), DEUS (1991) e CAMBRA (1998), conduzidos na Estação Experimental da fazenda Bela Vista (EEBV) demonstram as relações entre a cobertura de gramíneas e os processos hidrológicos sub-superficiais. Os autores caracterizam esse ambiente como sendo favorável à infiltração da água da chuva devido à ação dos dutos formados pela densa malha fina de raízes e pelos caminhos escavados pelas formiga Saúva que se proliferam nesses ambientes.

Nessas áreas os voçorocamentos estão associados ao mecanismo de excesso de poro-pressões em faces de exfiltração, conhecido como *Sepage Erosion* (DUNNE, 1970 e 1980). Nesse caso, não se sabe ainda o efeito causado pela re-introdução de uma cobertura florestal nas encostas contribuidoras de drenagem desses voçorocamentos.

O que se observa no interior das voçorocas é uma sucessão espontânea relativamente rápida com a colonização de espécies pioneiras e secundárias iniciais, que se refugiam do interior da voçoroca, onde o solo é mais úmido devido a maior proximidade do lençol freático. No entanto, a constante reativação erosiva acaba retardando e em alguns casos até mesmo impedindo a sucessão natural dentro da voçoroca.

Observações de campo demonstram que no médio vale do Rio Paraíba do Sul, a recolonização vegetal do interior de voçorocas associa-se a um período de relativa estabilidade geomórfica da mesma, quando são diminuídas as taxas de incisão linear e recuo remontante. Forma-se então uma vegetação secundária inicial que, dependendo do ritmo de expansão/estabilização da voçoroca, pode evoluir para estágios sucessionais mais avançados. No entanto, as evidências de campo indicam que não é a cobertura vegetal que estabiliza o canal da voçoroca, ao promover o recobrimento do solo e impedir a erosão via lavagem superficial,

muito embora essa função seja relevante para o controle da dinâmica hidro-erosiva superficial. Como o mecanismo principal responsável pela propagação dessas voçorocas relaciona-se a exfiltração de fluxos sub-superficiais oriundos das encostas, torna-se fundamental o entendimento desses fluxos para o controle dos voçorocamentos.

Muitas voçorocas observadas na bacia do Rio Bananal, mesmo passando por períodos de várias décadas de estabilidade geomórfica, fato que possibilitou o ressurgimento de uma cobertura florestal (secundária tardia) no seu interior, são reativadas. A incisão linear e o recuo remontante promovidos por esses voçorocamentos aparentemente não são controlados pela cobertura florestal presente em seu interior.

Aceitando-se a vegetação florestal como sendo a mais adequada para o recobrimento de vertentes em regiões tropicais úmidas, devemos ainda, reconhecer os diferentes estágios sucessionais da vegetação e as relações entre esses diferentes estágios e o desenvolvimento de processos hidro-erosivos nas encostas.

De fato, em uma floresta conservada os agentes que regulam a interceptação e a redistribuição da água da chuva são muito mais eficientes do que aqueles observados em uma vegetação secundária inicial, que embora já se constitua em uma formação arbórea, não possui sub-sistemas eficientes para controlar a entrada de água no sistema.

Como o retorno de uma cobertura florestal a partir de um ambiente de pastagem não é um processo simples, podendo levar décadas para se concretizar, acredita-se que durante os diferentes estágios sucessionais, poderão ser dadas respostas variadas a recarga dos fluxos sub-superficiais ao longo desse tempo e conseqüentemente ao controle das taxas de recuo dessas voçorocas, que tem suas taxas de recuo controladas pela hidrologia subterrânea.

Atualmente discute-se se o retorno da vegetação florestal nas encostas de cabeceiras de drenagem seria uma solução para o controle do voçorocamento em áreas de gramíneas do médio vale do rio Paraíba do Sul.

Se por um lado os mecanismos hidro-erosivos dominantes são provocados por fluxos sub-superficiais, fato já amplamente apontado e discutido pela literatura, por outro a vegetação florestal tende a aumentar a infiltração de água no solo, podendo causar um incremento na recarga da água subterrânea.

Segundo o nosso ponto de vista a re-introdução de uma vegetação florestal nas vertentes e fundos de vale do médio vale do Rio Paraíba do Sul poderia motivar duas hipóteses sobre as resultantes hidro-erosivas do reflorestamento:

1) Incremento da dinâmica hidro-erosiva sub-superficial, provocado pelo aumento da recarga da água subterrânea, pelo estabelecimento de um sistema radicular mais profundo do que aquele relacionado à cobertura de gramínea, possibilitando uma rápida recarga dos fluxos de chuva pelos ductos das raízes, e pelo aumento na macro-porosidade associada ao retorno de uma fauna do solo mais numerosa e diversificada, característica dos solos florestais.

ou

2) Diminuição da dinâmica hidro-erosiva, provocada pelo aumento do consumo e da estocagem de água pela biomassa florestal, pelas maiores perdas pela evapotranspiração e pela ação mais efetiva do sistema radicular na proteção do solo.

De qualquer maneira, a solução para muitos voçorocamentos que se propagam em cabeceiras de drenagem pode passar por medidas mitigadoras de caráter regional, que sejam integradas a medidas corretivas pontuais. Dessa forma, articula-se os processos de recarga do aquífero regional aos processos locais de recarga nas encostas afetadas por voçorocamentos, pois são nessas áreas que se formam níveis suspensos de saturação durante as estações chuvosas, que por sua vez, propagam os fluxos de água sub-superficiais responsáveis pelo recuo remontante das voçorocas.

Por outro lado, as ações de caráter regional possuem um amplo significado geomorfológico, ao intervirem em toda dinâmica hidrológica das bacias

hidrográficas e afetarem os processos de erosão e sedimentação responsáveis pela modelagem do relevo terrestre.

LACH & WYZGA (2002) discutem o significado geomorfológico do reflorestamento de encostas em escala regional, apontando um aumento significativo na vazão fluvial após a re-introdução da cobertura florestal em uma bacia hidrográfica na Polônia entre as décadas de 30 e 70 do século XX. Segundo os autores, as modificações hidro-sedimentológicas nos canais fluviais causadas pela revegetação das encostas, incrementaram a incisão nos canais fluviais, desencadeando um processo de entalhamento da rede de drenagem por sobre os depósitos aluviais formados antes do reflorestamento, quando eram maiores as taxas de erosão nas encostas e de sedimentação nos canais fluviais.

LACH & WIZGA (op cit) destacam que o controle sobre a dinâmica hidrológica na bacia confere a cobertura vegetal um papel fundamental sobre os processos geomorfológicos, especialmente aqueles relacionados ao escoamento fluvial, que são responsáveis pela erosão e sedimentação nas bacias de drenagem. Se levarmos em consideração que o entalhamento da rede de drenagem provoca um rebaixamento do nível de base nos canais fluviais, pode se prever uma retomada do processo erosivo remontante, especialmente nas encostas e bacias não canalizadas tributárias desses canais.

No momento atual torna-se fundamental a alimentação de modelos que expliquem os mecanismos de propagação dessas voçorocas de cabeceiras de drenagem, e que forneçam subsídios para o desenvolvimento de tecnologias de controle que sejam baseadas em medidas corretivas pontuais, mas que também levem em consideração os processos hidrológicos e geomorfológicos operantes em escala regional.

Destaca-se ainda ser fundamental a discussão sobre o significado hidrológico e geomorfológico de um re-povoamento florestal em larga escala no compartimento colinoso do médio vale do Rio Paraíba do Sul, destacando os efeitos locais e regionais do reflorestamento. Portanto, essa discussão torna-se necessária para o desenvolvimento de um prognóstico evolutivo para a rede de

drenagem em questão, que em última análise, governa os processos de dissecação e sedimentação nas bacias de drenagem.

Esse trabalho se insere na busca de um melhor entendimento da progressão remontante de canais incisos (voçorocas) nas cabeceiras de drenagem do médio vale do Rio Paraíba do Sul, discutindo os condicionantes e os mecanismos erosivos associados à dinâmica hidrológica em uma Estação Experimental que foi implementada na Fazenda Bela Vista (EEBV), localizada no município de Bananal no início da década de 1980 pelo laboratório de Geo-Hidroecologia da UFRJ.

Nesse trabalho, pretendeu-se enfatizar as relações entre a hidrologia subterrânea das cabeceiras do anfiteatro com as taxas de progressão remontante da voçoroca, destacado-se as relações entre as entradas de chuvas locais, os processos de recarga nas encostas e o comportamento do aquífero regional.

O trabalho é portanto, uma tentativa de colaborar no aperfeiçoamento do modelo evolutivo de propagação de voçorocas em cabeceiras de drenagem proposto por COELHO NETTO et al. (1988) e rediscutido por COELHO NETTO (2003), ao apontar para o significado do rebaixamento do lençol freático, relacionado a própria evolução do voçorocamento, para a hidrologia subterrânea da cabeceira.

Discute-se ainda, a ação de diferentes tipos de cobertura vegetal, inclusive estágios iniciais de revegetação espontânea e induzida, nos processos de infiltração da água da chuva, que se associam à recarga local nas encostas, num sentido de subsidiar o desenvolvimento de metodologias de recuperação de áreas degradadas através do controle de voçorocas via revegetação.

II. Hidrologia e Mecanismos Erosivos nas Encostas.

A erosão dos solos é um processo natural que sofre grande influência das atividades humanas sobre o meio geobiofísico. A erosão é aquela produzida pela dinâmica natural da superfície terrestre, onde as rochas são desgastadas pela ação do intemperismo, fornecendo material para a remoção pelos agentes erosivos.

Dessa forma a erosão reflete as condições ambientais de uma região. Quando ocorre um incremento nas taxas erosivas devido às alterações motivadas por atividades humanas, como aquelas associadas ao desenvolvimento de atividades agro-pastoris, passa-se para um processo de erosão acelerada, muitas vezes com necessidade de implementação de medidas corretivas e/ou preventivas para controle e minimização do problema.

Os processos erosivos causados pelo escoamento da água nas encostas envolvem o destacamento e o transporte das partículas do solo, podendo ser dividida em três tipos: laminar (intersulcos), ravinamentos (em sulcos) e voçorocamentos (sulcos profundos com ação de fluxos sub-superficiais).

Cada um desses mecanismos erosivos envolve uma gama de processos hidrológicos responsáveis pela remoção dos materiais, refletindo o arranjo entre os distintos fatores controladores da produção de fluxos hidrológicos nas encostas.

A dinâmica hidro-erosiva das encostas é produzida a partir da interação de diferentes fatores-controle que influenciam a geração de escoamento nas encostas, e conseqüentemente, o trabalho erosivo nas vertentes (MORGAN, 1978, 1980; IMESON e KWAAD, 1990).

Segundo THORNES (1980), os processos hidrológicos superficiais e sub-superficiais, que condicionam a atividade erosiva nas encostas, variam no tempo e no espaço, respondendo às variações nos fatores-controle da infiltração e da geração de escoamento.

De uma maneira geral a literatura indica a erosividade da chuva, a erodibilidade dos materiais, a morfologia da encosta e a cobertura vegetal como

fatores controladores do trabalho erosivo. Em trabalhos mais recentes, acrescenta-se ainda a intervenção humana, que pode agir num sentido de acelerar o trabalho erosivo nas encostas.

A erosividade está associada à quantidade de chuva precipitada, à intensidade e duração do evento chuvoso e à energia cinética das gotas, que condicionam níveis diferentes de competência para o destacamento e transporte de partículas do solo. Vale ressaltar que a determinação do potencial erosivo da chuva é dificultada pelas características das gotas, que variam no tempo e no espaço.

A erosividade pode ser definida como a energia contida na precipitação para o destacamento e transporte de partículas do solo. Como a real competência erosiva de uma chuva depende de outros fatores, tais como: umidade antecedente no solo; características pedológicas; características da vegetação; declividade da vertente, etc..., não se tem um modelo que associe diretamente a energia contida na chuva (energia cinética das gotas) e o destacamento de partículas do solo.

O trabalho erosivo será produto de uma combinação de fatores, dos quais a precipitação é dos mais importantes, pois condiciona a quantidade de água disponível para remoção de materiais do solo, além de influenciar a umidade antecedente no ambiente. Além disso, destaca-se a intensidade da chuva, que é fundamental na determinação da energia cinética das gotas da chuva e, conseqüentemente, na competência erosiva da precipitação.

A erodibilidade dos materiais refere-se às características pedológicas do substrato, com destaque para algumas propriedades dos solos, como a textura dos materiais, a densidade aparente, a porosidade, o teor de agregados e o teor de matéria orgânica, dentre outros. Essas propriedades dos solos condicionam a sua estruturação física, favorecendo ou dificultando o processo de infiltração da água da chuva e influenciando a produção de escoamento nas encostas.

Cada solo possui uma resistência ao destacamento e remoção de partículas, sendo a erodibilidade o termo utilizado para designar as características físicas, químicas e mineralógicas relevantes ao trabalho erosivo. Segundo

WISCHMEIER & MANNERING (1969) as propriedades dos solos são o principal fator para a predição da erosão de solos.

HACK & GOODLETT (1960) dividem as encostas em segmentos côncavos, convexos e retilíneos, mostrando as relações existentes entre a geometria das encostas e o direcionamento dos fluxos da água no solo.

FERNANDES (1990) acrescenta que a divisão da encosta nesses segmentos permite a distinção entre os processos hidro-erosivos atuantes em cada ponto da encosta, processos esses que derivam do fato de os fluxos serem convergentes, divergentes ou paralelos. Fernandes (op cit) aponta, ainda, para o papel da morfologia das encostas no controle da distribuição espacial das cargas de poro-pressão negativa no solo, demonstrando os reflexos dessa variação nos processos hidrológicos e erosivos de encosta.

ANDERSON & BURT (1978), em mapeamento de fluxos sub-superficiais, conduzido em encostas no sul da Inglaterra, constataram o forte controle exercido pela topografia no direcionamento dos fluxos, demonstrando, através de mensurações de campo, as variações nos valores de potencial total ao longo das zonas não saturadas dos solos.

A morfologia da encosta condiciona o direcionamento dos fluxos hidrológicos nas vertentes, condicionando as rotas preferenciais de drenagem superficial e sub-superficial. A posição no perfil da encosta também se constitui num importante parâmetro para o entendimento da dinâmica erosiva nas vertentes, pois em cada posição da encosta temos um conjunto de características que determinam a umidade antecedente no solo. As áreas situadas na base das encostas tendem a apresentar teores de umidades maiores do que os observados nos trechos da média e alta encosta.

PRANDINI et al. (1976) discute a funcionalidade da cobertura vegetal nos processos hidrológicos e erosivos das encostas tropicais, apontando os múltiplos papéis funcionais da cobertura florestal, que pode apresentar um comportamento ambivalente frente à dinâmica erosiva. GREENWAY (1987), em ampla revisão sobre as relações entre a cobertura vegetal e a estabilidade das encostas, divide o papel da cobertura vegetal em funções hidrológicas e mecânicas. Segundo

GREENWAY (op cit), o sistema radicular atua no sentido de aumentar a resistência ao cisalhamento, além de possibilitar uma ancoragem em estratos mais firmes do solo, o que aumenta a estabilidade dos taludes à montante.

A ação da cobertura florestal na hidrologia e erosão nas encostas em ambientes tropicais vem se constituindo, nos últimos 25 anos, em uma linha de pesquisas do Laboratório de Geo-Hidroecologia/UFRJ (GEOHECO), destacando-se os trabalhos de COELHO NETTO & SANTOS (1979) e COELHO NETTO (1985 e 1987), e inúmeros trabalhos e teses desenvolvidos nesse período. Nesses trabalhos foram descritos os vários componentes da cobertura vegetal que influenciam os processos hidrológicos de encosta. Pode-se dividir a funcionalidade hidrológica da cobertura vegetal em três processos básicos: 1- na interceptação e redistribuição dos fluxos da chuva; 2- na interação biota-solo-água; 3- na ação hidrológica e mecânica do sistema radicular.

A água precipitada pode ser armazenada pelas copas, atravessar o dossel e atingir o solo (fluxo de atravessamento) ou escoar pelo tronco. MIRANDA (1992) em estudos sobre interceptação florestal conduzidos na vertente sul do Maciço da Tijuca, aponta para as várias formas de interceptação e redistribuição do fluxo da chuva, que respondem à variações na morfologia das plantas e na arquitetura das copas.

ZAÚ (1994) afirma que as características das folhas das copas desempenham um papel fundamental na interceptação, armazenamento e redistribuição das precipitações. Segundo esse autor a superfície e a inclinação das folhas, bem como sua densidade e arranjo nas copas, interferem nas taxas de fluxo de atravessamento e de fluxo de tronco, influenciando a quantidade e a intensidade que a precipitação terminal atinge o topo do solo.

Um outro fator importante no que diz respeito a influência da cobertura florestal nos processos hidrológicos de encosta é a camada de serrapilheira, que impede o gotejamento direto das gotas de chuva na superfície mineral, absorvem parte da precipitação terminal e favorecem o desenvolvimento de atividade biogênica no topo do solo. Os trabalhos de VALLEJO (1982), COELHO NETTO (1985, 1987), CASTRO Jr (1991), CHIROLL (2003) confirmam o

papel exercido pela camada de serrapilheira na diminuição da erosão superficial, evitando a selagem do topo do solo e permitindo altas taxas de infiltração no ambiente florestal.

COELHO NETTO (1987), descreve os mecanismos de formação de fluxos de serrapilheira em encostas do Maciço da Tijuca, ressaltando a pouca competência erosiva e a descontinuidade desse tipo de escoamento. Segundo COELHO NETTO (op cit), os fluxos de serrapilheira se formam entre as camadas orgânicas, entrando de forma lenta e gradual na superfície mineral, facilitando o processo de infiltração da água da chuva.

CASTRO Jr (1991) e CHIROLL (2003), demonstram as relações entre a camada de serrapilheira e a atividade biogênica no topo do solo, evidenciando o papel da fauna endopedônica na estruturação física do topo do solo e, conseqüentemente, na hidrologia superficial. Os mesmos autores destacam, ainda, os macro-poros de origem biogênica, que aumentam a permeabilidade e favorecem o processo de infiltração. Vale ressaltar, ainda, a grande capacidade de retenção de água na camada de serrapilheira, que, segundo VALLEJO (1982), COELHO NETTO (1985, 1987), e MIRANDA (1991, 1992) pode variar entre 130% e 300% em relação ao seu peso seco.

Os sistemas radiculares de absorção e ancoramento também exercem função hidrológica relevante, com a malha de raízes finas fornecendo um alto índice de permeabilidade nas camadas superficiais dos solos florestais (NUNES et al. 1992).

Os resultados obtidos por FREIRE-ALEMÃO (1997) em mensurações de campo, conduzidas na vertente sul do Maciço da Tijuca, demonstram as variações nos potenciais matriciais em diferentes profundidades do perfil do solo, afetando os processos de molhamento e drenagem nas zonas não saturadas. A referida autora associa essa variação ao sistema radicular, que proporciona condições mais favoráveis à infiltração na profundidade de 40cm, onde existiriam dutos associados às raízes profundas de ancoragem.

Mapeamentos de campo de sistemas radiculares nas encostas florestadas do Maciço da Tijuca com posterior experimentações em laboratório,

conduzidas por JANSEY (2001) e BASÍLE (2004) demonstram o papel das raízes no direcionamento dos fluxos de infiltração no metro superior do solo.

SILVEIRA (1997) destaca a ação da cobertura florestal na determinação espaço-temporal das rotas de fluxos hidrológicos pela zona não saturada dos solos de encostas florestadas. A referida autora, conduzindo análises hidrogeoquímicas, indica alterações químicas entre a água da chuva e a água do solo e dos canais fluviais, apontando as influências da cobertura florestal nesse processo.

II.1. As rotas do escoamento da água nas encostas

A parcela de água da chuva que atinge o solo de uma encosta pode tomar vários caminhos até atingir os canais fluviais. Esses caminhos serão definidos pelas variáveis-controle dos processos de infiltração e produção de escoamento superficial e sub-superficial da água nas encostas.

Segundo HORTON (1945) cada solo possui uma capacidade de infiltração e, quando a intensidade da precipitação supera essa capacidade, ocorre o escoamento superficial. Esse tipo de fluxo superficial é denominado fluxo hortoniano e pressupõe a ocorrência de chuvas com intensidade superior a capacidade de infiltração no solo como condição detonadora do escoamento superficial.

A partir dos trabalhos de KIRKBY & CHORLEY (1967) e DUNNE & LEOPOLD (1978) pode-se dividir a drenagem da água da chuva nas encostas em quatro tipos de escoamento: 1- Fluxo superficial (*fluxo hortoniano*); 2- Fluxo subterrâneo; 3- Fluxo sub-superficial raso; e 4- Fluxo sub-superficial saturado.

A Figura 1 sumariza as possíveis rotas de escoamento da água nas encostas, demonstrando que a dinâmica hidrológica em vertentes de regiões úmidas pode envolver relações entre as zonas de aeração e saturação do solo. Torna-se importante destacar que essas rotas não são excludentes, podendo ocorrer sincronicamente nas encostas durante e após os eventos de chuva, muito

embora seja comum o estabelecimento de rotas preferenciais, controladas pelos diversos fatores controladores da dinâmica hidrológica das encostas.

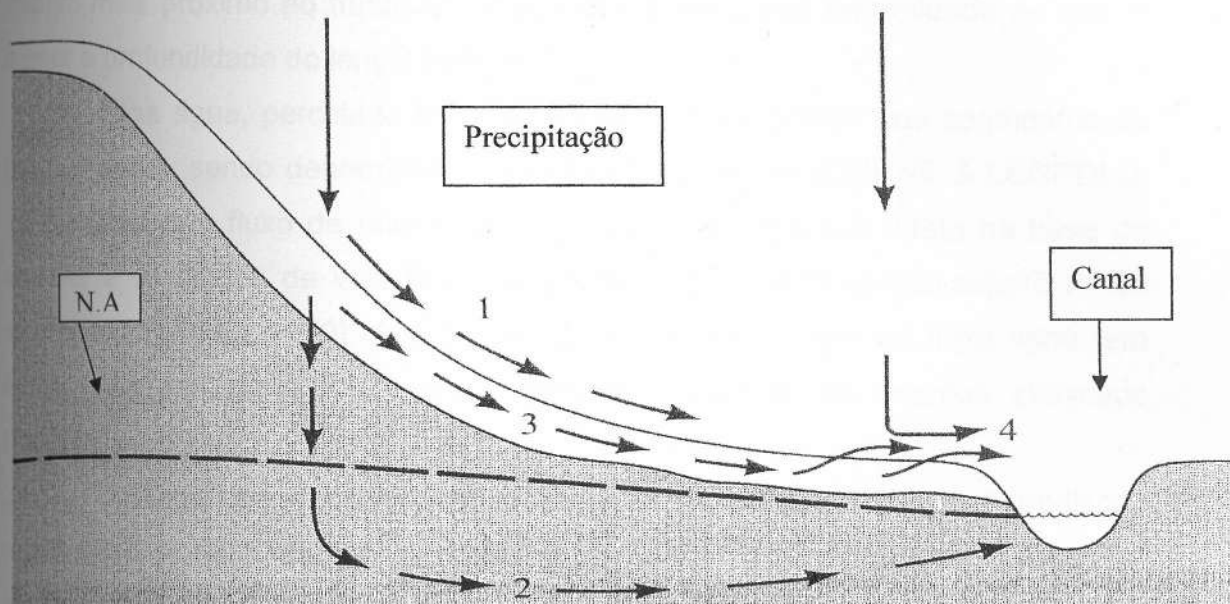


Figura 1 - Tipos de fluxo em uma encosta: 1 – fluxo superficial;
2 – fluxo subterrâneo; 3 – fluxo subsuperficial raso;
4 – fluxo subsuperficial saturado (Modificado de DUNNE & LEOPOLD, 1978).

DUNNE et al. (1975) afirmam que nas regiões úmidas, devido à densidade da cobertura vegetal e à alta capacidade de infiltração dos solos, o fluxo hortoniano fica restrito às áreas desprovidas de vegetação.

O trabalho de HARR (1977) aborda a geração de escoamento em encostas íngremes e florestadas, relacionando os processos de encosta as respostas nos canais fluviais. O autor descreve um fluxo sub-supeficial raso resultado da associação de solos superficiais altamente permeáveis com vertentes íngremes. Também destaca que as características estruturais do solo são mais importantes do que as texturais, pois determinam as condições de macro e micro-porosidade. Esse fato leva à diferenças na condutividade hidráulica ao longo do perfil do solo podendo gerar fluxos laterais rasos nas encostas.

Em áreas de cobertura florestal a água tende a percolar em sub-superfície, não permitindo a formação de fluxo hortoniano (COELHO NETTO, 1985). Essa percolação se dirige do topo para a base da encosta, sendo que, quanto mais próximo ao fundo de vale, maior será o teor de umidade no solo e menor a profundidade do lençol freático.

Essa água, percolada em profundidade, pode aflorar nos segmentos de baixa encosta, sendo denominado como fluxo de retorno (DUNNE & LEOPOLD, 1978). Quando o fluxo de retorno é associado à precipitação direta na base da encosta e os fundos de vale ficam saturados, ocorre o fluxo sub-superficial de saturação (DUNNE, 1970). A área de ocorrência desse tipo de fluxo varia, em função das variações no nível de saturação, durante os eventos chuvosos (DUNNE, op cit).

Uma vez que o fluxo superficial ocorra, poderá haver diversas condições reguladoras de suas rotas. O escoamento superficial difuso implica em perda de solo por erosão em forma de lavagem, promovendo uma dissecação uniforme dos materiais. Quando as condições geomorfológicas, pedológicas, hidrológicas e vegetacionais condicionam o surgimento de escoamento concentrado nas encostas ocorre a formação de ravinamentos (*rill erosion*), que são canais incisos na superfície do solo formados exclusivamente por escoamento superficial.

Quando também operam processos de escoamento sub-superficial são produzidos os voçorocamentos (*gully erosion*), pois nesse caso o mecanismo principal é associado a exfiltração de fluxos subsuperficiais (*seepage erosion*) sendo a lavagem superficial e os movimentos de massa mecanismos secundários na remoção dos materiais (COELHO NETTO et al, 1988).

O surgimento de ravinas e voçorocamentos em alguns casos pode se associar ao desenvolvimento da rede de canais, que por sua vez associa-se a formação de feições côncavas que constituem-se em zonas de convergência de fluxos de água e sedimentos (ANDERSON & BURT, 1978). Nos sistemas de drenagem o escoamento superficial e sub-superficial das águas convergem para a rede de drenagem canalizada (HORTON, 1945; DUNNE, 1980), incluindo canais conectados e desconectados.

II.2. Hidrologia superficial e erosão dos solos

Segundo HORTON (1945) a produção do escoamento superficial (*runoff*) depende da ocorrência de chuvas com intensidade maior do que a capacidade de infiltração do topo do solo, gerando um excesso de água que, por não conseguir uma rota de entrada no solo, acaba escoando sobre a superfície do terreno impulsionada pela força da gravidade, sendo as condições topográficas fundamentais no controle desses fluxos.

Com a chegada de água numa intensidade superior a capacidade de entrada no solo, forma-se um empoçamento em pequenas depressões do terreno, que, com o prolongamento da chuva, começam a se interconectar, formando uma rede de pequenos filetes de fluxo que promovem a chamada lavagem superficial, pelo escoamento superficial difuso. Esse processo é denominado de erosão intersulcos (*interill erosion*), pois não chegam a se formar linhas preferenciais de escoamento que provoquem a dissecação diferencial do material via formação de sulcos. Esse processo é comumente denominado de *perda do solo*, sendo muito comum em terras agrícolas localizadas em vertentes com baixo gradiente topográfico e suavemente convexas, que dificultam a formação de fluxo concentrado.

A erosão intersulcos é aquela motivada pelo escoamento superficial difuso, também chamada erosão laminar ou lavagem. Esse tipo de erosão é formado por pequenos filetes de fluxos de água que não chegam a formar uma incisão significativa no solo, sendo o desgaste aparentemente uniforme na superfície do terreno. Os processos associados à erosão inter-sulcos são associados ao gotejamento (*splash erosion*) e ao destacamento das partículas. A relação entre a energia cinética das gotas da chuva com a capacidade de remoção de partículas do solo serão governadas principalmente pelas propriedades do topo do solo e pelas características da chuva e da umidade antecedente nos solos (GUERRA, 1994).

A presença de fragmentos de rocha no topo do solo é um importante fator nos estudos de erosão intersulcos, pois podem modificar as condições superficiais

que controlam a infiltração e a geração de escoamento nas encostas, como os processos de selamento e formação de crostas que dificultam a infiltração e favorecem a geração de escoamento superficial.

Segundo BRYAN (2000) a rugosidade da superfície é um parâmetro fundamental no controle da erosão intersulcos, pois quanto maior a rugosidade maior a possibilidade da água da chuva infiltrar nas camadas sub-superficiais dos solos. BRYAN (op cit) ressalta que as condições hidráulicas do fluxo superficial também são influenciadas pelas condições de rugosidade no topo do solo.

II.3. Hidrologia sub-superficial e os movimentos da água no solo

Em termos hidrológicos pode-se dividir o perfil do solo em zonas de saturação e aeração, com uma faixa de ascensão capilar entre elas. O limite entre essas zonas é determinado pela posição do topo do lençol freático, pois abaixo desse nível todos os poros do solo estão preenchidos pela água, caracterizando a zona de saturação.

Acima desse nível até o topo do solo ocorre a zona de aeração ou zona não saturada onde a presença de ar nos poros permite a ação das forças de retenção (adsorção e capilaridade). Essas forças resultam da atração entre os grãos do solo e a água e são controladas pela textura e pela estruturação física das partículas do solo.

Segundo REICHARDT (1990) a capilaridade está ligada a afinidade entre as partículas sólidas do solo e a água, havendo necessidade de interfaces ar-água, onde formam-se curvaturas (meniscos) que é tanto maior quanto menor for o diâmetro do poro. Assim, poros menores possuem uma maior capacidade de retenção de água em relação aos poros maiores, o que confere a relação entre macro e micro-porosidade na composição da porosidade total, um papel fundamental na dinâmica hidrológica sub-superficial.

A adsorção refere-se a filmes de água que envolvem as partículas do solo, e exige uma enorme quantidade de energia para se remover a água adsorvida (REICHARDT, 1990).

Usualmente a movimentação da água dentro do solo se dá da zona de aeração para a zona de saturação, através da percolação vertical da água infiltrada proveniente da precipitação e/ou irrigação. Esses fluxos servem, portanto, para a recarga da zona saturada, sendo que esse processo é fundamental para compreensão da dinâmica hidrológica dos solos e das encostas.

A energia potencial total da água no solo é definida pelo somatório de todas as forças atuantes na água do solo e define a direção e a magnitude dos fluxos da água dentro do solo, sendo que a água tende a se movimentar das áreas de maior para as de menor potencial total, em virtude de um gradiente que se estabelece entre dois pontos distintos do solo.

HILLEL (1980) indica que as forças resultantes da atração entre matriz do solo e água, da concentração de solutos, da ação da gravidade, temperatura e pressão externa dos gases dão origem ao conceito de potencial total da água no solo definido como:

$$\Phi_t = \Phi_g + \Phi_p + \Phi_o$$

Onde, Φ_t é o potencial total da água no solo, Φ_g é o potencial gravitacional, Φ_p é o potencial de pressão ou matricial e Φ_o é o potencial osmótico.

O potencial gravitacional determina a carga de posição (ou carga de elevação e depende da posição na qual a água se encontra em relação a um plano referencial, onde se considera o valor igual a zero. Acima do plano referencial (datum) o potencial gravitacional é positivo, sendo negativo abaixo desse nível.

O potencial de pressão refere-se a pressão a que a água pode estar submetida. A componente de pressão é medida em relação a uma condição consensual entre os pesquisadores em hidrologia, usualmente definida como sendo a água submetida a pressão atmosférica, sendo nesse caso o potencial de pressão igual a zero. Quando além da pressão atmosférica local temos uma carga

hidráulica sobre a água teremos pressões positivas, ou seja, acima da pressão atmosférica. Devido a esse fato as pressões positivas são restritas as zonas saturadas do solo, não ocorrendo nas zonas não saturadas por requererem uma carga hidráulica adicional a pressão atmosférica (REICHARDT, 1990).

Por outro lado, na zona não saturada, onde atuam as forças de retenção da água no solo temos a água submetida a uma pressão inferior a pressão atmosférica, tida como a condição padrão, e por isso a água fica submetida a uma pressão negativa, denominada de potencial matricial, poro-pressão negativa, tensão, ou sucção.

Nessas áreas quanto menor a presença de água nos poros maior será a presença de ar e conseqüentemente a afinidade entre as partículas de solo e a água na interface água-ar, aumentando as forças de retenção e tornando mais negativa a carga de pressão, ou dizendo de uma outra forma, quanto menor o teor de umidade no solo (percentual do volume de vazios do solo preenchido pela água) maior será a tensão capilar ou sucção (poro-pressão negativa).

O potencial osmótico ocorre devido à presença de íons e outros solutos na água do solo que a fazem adquirir uma energia potencial osmótica, sendo que quanto mais concentrada é a solução menor é o estado de energia da água, e portanto, mais negativo é o valor do potencial osmótico. REICHARDT (op cit) indica que em soluções salinas concentradas o potencial osmótico pode-se configurar em uma das principais forças envolvidas na movimentação da água dentro do solo.

Nos casos mais comuns, HILLEL (op cit.) sugere que o potencial total da água no solo pode ser expresso em termos de energia por unidade de peso ou carga hidráulica, que é definido como:

$$H = H_g + H_p$$

Onde, H é a carga total ou hidráulica, H_g é a carga gravitacional ou de posição e H_p é a carga de pressão ou matricial. Então a carga total é igual a carga de pressão (que na zona não saturada é sempre negativa devido ao componente

matricial) somada a carga de posição ou gravitacional, que é estabelecida por um *datum* pré-definido.

A movimentação da água dentro do solo depende do estabelecimento de um gradiente de potencial total entre dois pontos, porém, a própria movimentação da água, nas fases de molhamento e drenagem da zona não saturada, afetam a energia potencial da água no solo, pois o potencial matricial, fundamental na determinação do potencial total, se modifica de acordo com o teor de umidade no solo. Na zona não saturada é comum o potencial gravitacional e matricial produzirem condições para existência de fluxos em sentidos diversos, de acordo com as características do avanço da frente de molhamento na matriz do solo.

Quando o topo do solo encontra-se com pouca umidade em relação às camadas mais profundas eleva-se o potencial matricial (pressão negativa) que acaba diminuindo o valor do potencial total do solo, estabelecendo um gradiente de potencial que possibilita fluxos ascendentes pela zona não saturada. Nesses casos a água pode não recarregar a zona saturada, sendo absorvida pelas raízes e devolvida à atmosfera por evapo-transpiração.

O teor de umidade na zona não saturada do solo determina o potencial matricial, ou sucção na matriz do solo, causada pelas forças de retenção. Para cada valor de potencial matricial, conseqüentemente, corresponde um teor de umidade no solo, ou seja, um volume de poros preenchidos pela água.

Ressalta-se, porém, que o volume do sistema de vazios (poros) preenchidos pela água sob condição de drenagem é diferente daquele armazenado em condição de molhamento para um mesmo valor de potencial matricial. Esse fenômeno é conhecido por histerese e afeta os potenciais matriciais nas fases de molhamento e drenagem da água do solo. A histerese pode também ser explicada pelo aprisionamento de ar nos poros durante o molhamento (FERNANDES, 1990).

A equação mais usualmente utilizada para se quantificar a velocidade do fluxo d'água em um meio poroso saturado é conhecida como Lei de DARCY. A equação leva em consideração o gradiente de potencial total da água entre dois pontos, ou seja, o gradiente hidráulico, que é a diferença de carga total entre dois

pontos de uma linha de fluxo dividido pela distância entre os dois pontos, e a condutividade hidráulica dos materiais. A condutividade hidráulica é definida como a habilidade do meio poroso em transmitir água, sendo que quanto mais úmido o solo maior a condutividade, pois com a saída do ar dos poros diminui-se a ação das forças de retenção da água no solo, o que gera uma diferenciação na condutividade hidráulica entre as zonas saturadas e não saturadas dos solos.

Simulando fluxos de água em meios porosos saturados e homogêneos DARCY produziu um experimento baseado em um cilindro com área conhecida preenchido de areia, estabelecendo um fluxo de vazão constante após todos os poros estarem saturados de água. A elevação de uma das extremidades do tubo confere uma carga de posição a água situada nesse ponto estabelecendo um gradiente hidráulico entre esses dois pontos, controlando a vazão de descarga. A vazão ou taxa de descarga (Q) é diretamente proporcional à perda de carga hidráulica.

O experimento de Darcy definiu a seguinte equação:

$$V = -K \frac{\Delta h}{\Delta l}$$

onde V é a vazão do fluxo no meio poroso, h é a carga total, l é a distância horizontal e $\Delta h/\Delta l$ é o gradiente hidráulico. K é a constante de proporcionalidade, que deve ser uma propriedade do solo e do fluido no cilindro que mantém o gradiente hidráulico constante. K , é definido como condutividade hidráulica.

II.4. Hidrologia subterrânea e fluxos na zona saturada

Abaixo do nível freático os materiais apresentam-se saturados de água, ou seja, não há presença de ar nos poros e as forças de retenção ficam anuladas. Quando esses materiais saturados de água permitem a sua transmissão, que é controlada por processos de recarga (entrada) e descarga (saída) são denominados de aquífero. Os aquíferos podem ser livres (freáticos) confinados ou suspensos e todos eles se caracterizam pela presença de fluxos sub-superficiais associados aos processos de recarga e descarga da água subterrânea. Podem possuir tamanhos muito variados, desde escalas regionais até escalas locais de pequenos segmentos de encosta.

As propriedades dos materiais (solos e rochas), como porosidade e grau de interconexão entre os poros afetam a permeabilidade e conseqüentemente as taxas de transmissão da água, assim como o regime pluviométrico e as características das zonas de recarga e descarga.

Quando a água do aquífero encontra-se em contato com a atmosfera através de poros do material nas áreas não saturadas sobrejacentes, temos o chamado aquífero livre ou freático, ou simplesmente lençol freático.

Materiais que não armazenam e/ou transmitem água são denominados aquitardes, e sua ocorrência sobre materiais que transmitem água, pode provocar a formação de aquíferos confinados, desde que existam zonas de recarga para a entrada da água.

Uma vez confinadas as águas podem ficar submetidas a pressões muito superiores a pressão atmosférica, configurando em elevado potencial de pressão (carga de pressão) a essa água, que pode se movimentar no sentido ascendente por falhas no aquitarde confinante. Esse fluxo ascendente, que ocorre quando o gradiente de potencial de pressão supera o gradiente de potencial gravitacional, configurando um potencial total maior nas águas mais profundas é denominado fluxo artesianos.

Quando a superposição de materiais de permeabilidade diferentes produz descontinuidades hidráulicas entre as camadas podem se formar níveis de saturação temporários, localizados acima do nível freático, e sendo por isso denominados de aquíferos temporários ou suspensos. Esses níveis suspensos são geralmente pouco expressivos espacialmente, mas podem apresentar um importante significado para a dinâmica hidro-erosiva das encostas, pois podem favorecer a geração de fluxos sub-superficiais laterais.

Na zona saturada dos solos, a água subterrânea circula conforme os postulados de DARCY, tendo sua vazão e direcionamento controlados pelos gradientes hidráulicos e pela condutividade dos materiais. A movimentação da água subterrânea depende desse gradiente hidráulico, sendo que quanto maior for o gradiente mais rápido é o fluxo.

Os fluxos subterrâneos são geralmente muito lentos se comparados aos fluxos superficiais. São controlados pelas forças que atuam na zona de saturação (potencial de pressão e potencial gravitacional) e determinam as cargas de pressão e posição nos diferentes pontos do sistema, controlando sua direção e velocidade através da condutividade hidráulica (K) e do gradiente hidráulico estabelecido (FREEZE & CHERRY, 1979).

Devido à relevância para compreensão do regime hidrológico das bacias hidrográficas, o mapeamento da água subterrânea é usualmente realizado a partir da determinação da variação do potencial da água em pontos diferentes do aquífero, para o monitoramento das rotas e da magnitude dos fluxos subterrâneos.

CLEARY (1989) indica que o contorno potencial de um aquífero pode ser determinados graficamente através de mapas potenciométricos, em planta e em perfil, que indicam a variação de potencial entre dois pontos do aquífero, indicando a direção do deslocamento da água. Esses mapas potenciais são formados a partir da confecção de isolinhas equipotenciais, ou seja, que unem pontos com potencial igual, e permitem o traçado de linhas de fluxo, perpendiculares às equipotenciais e que indicam o sentido do deslocamento da água, já que essa

movimentação sempre se estabelece da zona de maior para a de menor potencial (CLEARY, 1989).

Dessa maneira, a determinação das linhas equipotenciais de um aquífero permite o traçado da rede de fluxos subterrâneos, possibilitando a visualização desses fluxos e contribuindo para o entendimento das relações entre os processos de recarga e descarga da água subterrânea, responsáveis pelos fluxos de base nos canais fluviais.

Os processos que controlam a descarga de fluxos subterrâneos pela zona saturada são fundamentais para determinação do volume de vazão nos canais fluviais, afetando dessa forma os processos gerais de dissecação do relevo. Em cabeceiras de drenagem com voçorocamentos profundos, que atingem o aquífero regional, essa descarga pode ser considerada o principal fator na propagação dessas feições erosivas (COELHO NETTO et al, 1988).

Os volumes de descarga dos fluxos subterrâneos podem variar muito ao longo do ano, respondendo as diferentes taxas de infiltração e percolação nas zonas de recarga, que são associadas às variações sazonais no regime pluviométrico (DUNNE 1980). A elevação do nível freático regional após a temporada de chuvas com posterior retorno a níveis mais rebaixados durante as estiagens, é uma característica de bacias localizadas sobre regimes climáticos sazonais e/ou marcados por diferenças significativas nas taxas de precipitação ao longo do ano. Nesses casos pode-se estabelecer diferenças significativas no gradiente hidráulico entre os períodos úmidos e secos, afetando a dinâmica dos fluxos sub-superficiais e os processos erosivos e deposicionais associados.

COATES (1990) indica que os controles geomórficos possuem um grande significado para a hidrologia subterrânea, indicando que as características das encostas podem determinar a profundidade e a posição do nível freático, controlando a magnitude e o direcionamento dos fluxos subterrâneos. O autor aponta ainda, que os fluxos na zona saturada são também responsáveis pelo modelado do relevo em regiões úmidas, ao controlarem o direcionamento da drenagem e a relação entre os sistemas fluviais e de encosta na produção da paisagem.

II.5 Hidrologia sub-superficial e mecanismos erosivos

Os processos erosivos associados ao escoamento da água são fundamentais para compreender o modelado do relevo em regiões úmidas. Nos ambientes favoráveis a infiltração da água no solo, a evolução geomórfica pode ser controlada por mecanismos erosivos associados ao escoamento sub-superficial.

DUNNE (1990) definiu dois diferentes mecanismos erosivos associados aos fluxos sub-superficiais. O primeiro refere-se ao mecanismo de erosão por vazamento ou exfiltração (*seepage erosion*) que envolve o desenvolvimento de uma força crítica que remove partículas de solo ou rocha a partir da exfiltração (emersão) da água de dentro do meio poroso, causando liquefação. Um segundo mecanismo foi definido como lavagem em túneis (*tunnel scour*) que se associa a aplicação de uma força de cisalhamento nas margens de um macro-poro.

Segundo DUNNE (1970) a superfície de solo por onde o fluxo subterrâneo exfiltra, ou seja, aflora na superfície, será denominada face de exfiltração, podendo acontecer em um segmento da encosta, em cortes de estrada, paredes de voçorocas e barrancos em margens de rios.

DUNNE (1990) descreve uma percolação preferencial da água no solo através de macro-poros interconectados, formados a partir da própria dinâmica de escoamento da água no solo, ou mesmo por origem biológica (fauna escavadora e dutos de raízes mortas). Esses caminhos preferenciais, onde a água fica menos sujeita as forças de retenção da zona não saturada do solo, foram denominados de *pipe*, sendo o fluxo que se desenvolve em seu interior denominado *pipeflow*.

Esses mecanismos descritos por DUNNE (1970) podem provocar a progressão remontante das encostas devido à formação de túneis erosivos com posterior solapamento e desabamentos. Esse processo de recuo lateral de encostas pode acontecer de diferentes formas, envolvendo movimentos de massa e voçorocas (DUNNE, op cit).

JONES (1990) discute o efeito do fluxo pelos *pipes* no modelado de regiões úmidas, apontando que esses dutos se formam em solos susceptíveis a

formação de macro-poros, geralmente quando os horizontes do solo apresentam uma redução significativa na permeabilidade em algum ponto do perfil do solo. Nesses casos, quando a camada sobrejacente a zona menos permeável apresenta significativa permeabilidade lateral, são formados gradientes hidráulicos que permitem o fluxo da água e produzem canais de percolação preferencial dentro do solo (*pipes*).

CAREY & WOO (2000), em estudos conduzidos em latitudes elevadas no Canadá sobre o papel do *pipeflow* na dinâmica hidro-erosiva das encostas, indicam que os túneis erosivos (*pipe*) funcionam como rotas preferenciais dos fluxos de água no solo, promovendo uma rápida descarga para os canais fluviais. Os autores indicam ainda que o fluxo dentro dos túneis é efêmero, ocorrendo quando o nível da zona de saturação encontra-se acima ou na mesma cota altimétrica da localização do túnel, sendo fortemente controlado pelo regime pluviométrico.

Por serem menos afetados pelas forças de retenção observadas na matriz do solo esses túneis podem funcionar como rotas preferenciais de percolação no solo, já que no seu interior são restringidas, ou mesmo anuladas, as tensões capilares provocadas pelo potencial matricial, sendo esse fluxo no interior dos túneis, denominado de livre, ou gravitacional.

Os túneis erosivos apresentam grande variação na vazão de descarga dos fluxos sub-superficiais ao longo do tempo, sendo que essas variações são diretamente controlados pela intensidade da precipitação, como apontado por UCHIDA *et al.* (1999). Os autores, baseados em monitoramento de campo das taxas de precipitação e da vazão do fluxo sub-superficial no interior de túneis erosivos em uma cabeceira de drenagem localizada no Japão, indicam uma forte correlação entre os parâmetros mensurados. Segundo UCHIDA *et al.* (1999 e 2001) com o incremento na intensidade da precipitação ocorre uma elevação na vazão dos fluxos sub-superficiais dentro dos túneis e com o aumento no diâmetro dos túneis torna-se possível a ocorrência de vazões de descarga maiores nos fluxos sub-superficiais.

Os autores indicam ainda, que esses túneis podem possuir um papel ambivalente na dinâmica geomórfica das encostas. Enquanto em alguns casos podem funcionar como canais de drenagem rápida que evitam a saturação da matriz do solo, evitando a ocorrência de movimentos de massa nas encostas localizadas a montante do túnel, em outras situações podem contribuir para a instabilização geomórfica das encostas, quando o volume de água nos túneis é superior a sua capacidade de transmissão, gerando um aumento na concentração da água, que é refletido na formação de cargas de pressão positivas na matriz do solo que envolve o túnel. De qualquer forma, UCHIDA et al. (2001) indica ser muito comum a relação entre a formação de túneis erosivos e a ocorrência de movimentos de massa rasos nas encostas de regiões úmidas.

Em alguns casos a origem do túnel erosivo é associado a ação da fauna escavadora, que além de atuar no sentido de favorecer a percolação dos fluxos de infiltração, também afetam a dinâmica hidro-erosiva das encostas ao disponibilizarem material para a remoção.

Em monitoramentos de campo conduzidos nas encostas florestadas do Maciço da Tijuca, COELHO NETTO (1987) e NUNES et al (1992) apontam para a atividade biogênica dos solos que através da proliferação de raízes e da fauna escavadora podem promover uma rápida entrada de água no solo, inclusive com formação de dutos preferenciais de percolação.

O papel da fauna escavadora na hidrologia das encostas foi também discutido por CASTRO Jr (1991) em estudos conduzidos na encostas florestadas do Maciço da Tijuca. O autor indica a ação da fauna do solo na determinação da relação entre a macro e a micro-porosidade na composição da porosidade total do solo, indicando que a ação da fauna escavadora, mesmo durante os eventos de chuva, pode afetar essa relação e modificar as condições de entrada da água no solo.

Em estudos de campo conduzidos na bacia do Rio Bananal, desenvolvidos em encostas de cabeceiras de drenagem localizadas à montante de voçorocamentos ativos, COELHO NETTO et al (1988) e DEUS (1991) descrevem um mecanismo de erosão em túnel associado à formação de fluxos

sub-superficiais em dutos escavados pelas formigas saúvas. Os monitoramentos de campo foram conduzidos a partir de chuvas naturais e artificiais em encostas recobertas por gramíneas (ambiente de pastagens) onde prolifera-se a formiga saúva. Em túneis localizados em cortes de estrada foram registradas vazões de descarga de até 5 litros em resposta a um único evento de precipitação. Os mesmos autores apontam que foram observados vários pontos de exfiltração nas paredes da voçoroca durante os eventos de chuva de maior intensidade, corroborando esse mecanismo como fundamental na determinação das taxas de recuo remontante do voçorocamento.

O mecanismo de voçorocamento por exfiltração de fluxos-superficiais em paredes de canais incisos (faces de exfiltração segundo DUNNE, 1970) associam-se ao processo de solapamento da base dessas paredes, com desmoronamento de porções do solo devido à remoção ou enfraquecimento das camadas de sustentação da encosta solapada. LAITY & MALIN (1985) definem esse processo como *spring sapping*, que configura um processo comum em cabeceiras de drenagem com progressão remontante de voçorocamentos, resultando na esculturação de vales em forma de *anfiteatros*.

BACKER et al (1990) discutem os mecanismos de *spring sapping* e *seepage erosion* no desenvolvimento de vales e redes de drenagem, apontando que esses mecanismos podem estar associados tanto ao desenvolvimento de canais, quanto de encostas. Os autores sugerem ainda que alguns parâmetros morfológicos são característicos dos vales desenvolvidos pela ação predominante dos fluxos sub-superficiais, devido às feições típicas produzidas por esses fluxos nos canais e nas encostas.

Os estudos conduzidos por ONDA (1994) na região de Obara, Japão, indicam a formação de cabeceiras de drenagem pela ação de fluxos sub-superficiais que exfiltram na cabeça dos canais provocando o recuo remontante através de solapamento na base das encostas.

Esses fluxos subterrâneos, ao promoverem incisão vertical e recuo lateral nas encostas alteram os gradientes topográficos e potencializam a ocorrência de movimentos de massa, que instabilizam as encostas situadas a montante das

faces de exfiltração, sendo os principais responsáveis pela dinâmica geomórfica nessas cabeceiras.

ROCHA LEÃO et al. (2001) e COELHO NETTO (2002), em estudos conduzidos na bacia do Rio Bananal, sugerem que a propagação de voçorocas em cabeceiras de drenagem, ao promoverem incisão linear e recuo lateral no leito dos canais incisos (voçorocas), aumentam o gradiente topográfico nas encostas situadas nessas cabeceiras. Os autores indicam ainda que essa modificação nos gradientes de declividade das vertentes pode catalisar movimentos de massa nas encostas situadas próximo aos divisores topográficos, possuindo um papel relevante para os processos de dissecação do relevo.

Portanto, a compreensão dos processos erosivos nas encostas muitas vezes deve ser fundamentada no diagnóstico dos variados mecanismos erosivos envolvidos, resultantes dos fluxos hidrológicos operantes nas vertentes. Muitas feições erosivas podem ser formadas por mecanismos múltiplos, sendo que pode existir uma forte interdependência entre a deflagração desses variados mecanismos, sendo fundamental a determinação da dinâmica hidrológica das encostas e a determinação do papel funcional dos distintos mecanismos envolvidos para o processo erosivo como um todo.

III - A Propagação de Canais Incisos (voçorocas) em Cabeceiras de Drenagem.

Os estudos sobre a dinâmica evolutiva das redes de drenagem são fundamentais para a compreensão do modelado do relevo terrestre, pois articulam os processos operantes nos sistemas fluviais e de encostas, que são presentes nas bacias de drenagem. A expansão da rede de canais nas cabeceiras de drenagem é considerada uma questão central na geomorfologia, pois essa expansão se associa aos processos erosivos e deposicionais responsáveis pela própria esculturação do relevo.

As cabeceiras de drenagem constituem-se em áreas não canalizadas com a topografia côncava para cima, sendo definidas na literatura internacional como "*hollow*" a partir do trabalho de HACK (1960). No Brasil essas áreas côncavas localizadas nas cabeceiras foram inicialmente definidas como "rampas" por MEIS & MONTEIRO (1979) ou simplesmente "concauidades" por AVELAR & COELHO NETTO (1992a e 1992b).

A extremidade dos canais, que progridem remontante pelos fundos dos vales não canalizados das concauidades, é denominada de "cabeça do canal" sendo definidos na literatura internacional como "channel head" (DIETRICH & DUNNE, 1993) ou "stream head" (KIRKBY, 1994).

GLOCK (1931 apud COELHO NETTO 2003) propõe um modelo para explicar o desenvolvimento da rede de drenagem ressaltando que essa evolução se dava pelo avanço remontante dos canais nas áreas não dissecadas ou pela adição de canais que se originam inicialmente desconectados da rede de drenagem. Segundo esse modelo, com a dissecação do relevo e conseqüente rebaixamento dos divisores, alguns canais tenderiam a desaparecer, devido à migração lateral dos canais principais, causando uma diminuição na densidade de drenagem em estágios mais avançados do desenvolvimento da rede de drenagem.

O modelo de iniciação de canais proposto por HORTON (1945) foi baseado na incisão promovida por fluxos superficiais nas cabeceiras da rede de

drenagem, e presumia a necessidade da formação de uma rede de sulcos erosivos que se formam a uma distancia crítica dos divisores e que convergem fluxos de água para a cabeça do canal.

Segundo HORTON (op cit) na medida em que os sulcos erosivos aprofundam a incisão na encosta, alguns desses sulcos concentram um volume maior de escoamento superficial, o que aumenta a sua eficiência em causar a erosão e produz canais incisos nas vertentes. O potencial erosivo do fluxo, ao superar a resistência do material em ser removido, seria responsável pela expansão da rede de canais, que cessaria a uma distancia crítica dos divisores, onde se estabeleceria uma zona não erosiva.

DUNNE (1970 e 1980) propõe um modelo de evolução de rede de canais em regiões úmidas baseado na dinâmica hidrológica subterrânea que também presumia uma área de contribuição de drenagem para a cabeça do canal, controlada pela topografia. Segundo o modelo proposto pelo autor, sob certas condições de fluxos sub-superficiais pode-se produzir poro-pressões críticas em faces de exfiltração localizadas nas cabeças dos canais, num mecanismo erosivo denominado "*seepage erosion*". Esse fato promove a exfiltração de fluxos subterrâneos e a progressão remontante da cabeça do canal, através do solapamento da base e posterior desmoronamento das paredes do canal.

Segundo esse modelo quando por algum motivo ocorre uma concentração nas linhas de fluxo subterrâneo e a água passa a convergir para um mesmo ponto de saída, ocorre um incremento no potencial erosivo, com a remoção de material causando o colapso do túnel.

Esse processo acaba retro-alimentando todo o sistema, pois a ampliação da zona de alívio de pressão induz ainda mais o fluxo em direção a esse ponto, e fazendo convergir para esse ponto fluxos sub-supeficiais laterais, podendo promover o surgimento de novos canais e elevando o nível hierárquico dos canais de primeira ordem. Tal Modelo foi sumarizado por DUNNE (1978) no desenho esquemático da Figura 2.

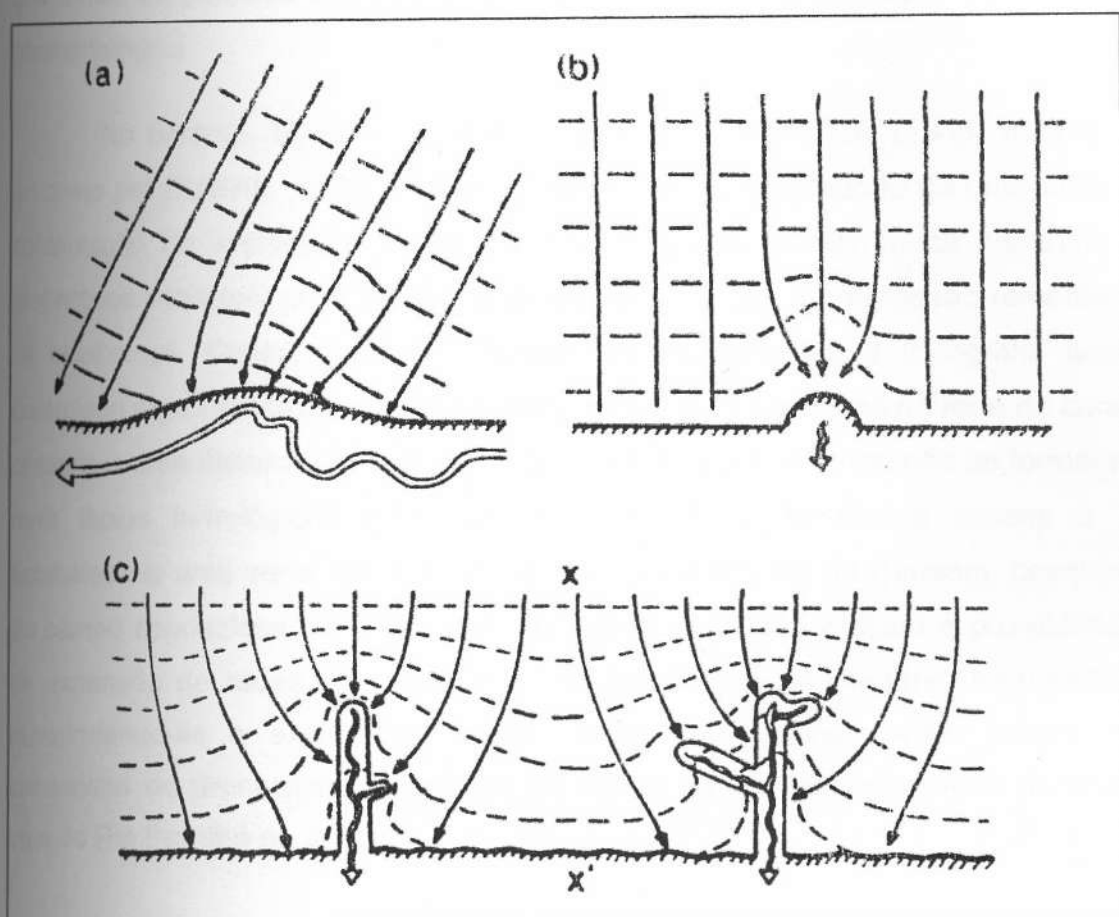


Figura 2 – Progressão remontante de uma rede de drenagem segundo modelo proposto por DUNNE (1970) (a) concentração de fluxo em um ponto da rede modificado por um agente externo. (b) concentração de fluxos, causada por processo de exfiltração. (c) surgimento de novos canais e mudança de nível hierárquico do canal. (Fonte: DUNNE, 1990).

A partir do trabalho de DUNNE (1970) os fluxos subterrâneos passam a ser vistos como fundamentais para compreensão dos processos geomorfológicos nas regiões úmidas, já que a hidrologia subterrânea se articula com processos operantes nas encostas e nos canais. SCHUMM *et al.*, (1995) em estudos conduzidos na Flórida (EUA) identificaram que os fluxos d'água subterrâneos são responsáveis pelo controle da evolução das encostas através do recuo remontante

dos canais de primeira ordem, afetando diretamente a configuração da paisagem geomorfológica.

No entanto, tanto no modelo proposto por HORTON (1945) quanto no proposto por DUNNE (1970 e 1980), presume-se a necessidade de uma área de contribuição de drenagem (de fluxos superficiais ou subterrâneos segundo os respectivos modelos) para a cabeça do canal, para que a progressão remontante se estabeleça. Dessa maneira, segundo esses modelos, a topografia acaba controlando a progressão da rede de drenagem pois a expansão da rede de canais cessaria a uma distância crítica dos divisores topográficos, onde não se formariam mais fluxos hidrológicos eficientes para formação de canais incisos e se estabeleceria uma zona não erosiva. Porém, na bacia do rio Bananal, pesquisas de campo conduzidas por COELHO NETTO et al (1988) indicam a possibilidade de expansão de redes de drenagens com destruição de divisores topográficos, questionando-se a existência dessas zonas não erosivas, pelo menos nas cabeceiras de drenagem localizadas no relevo de colinas rebaixadas do médio vale do Rio Paraíba do Sul.

III.1. Os Fatores Controladores da Expansão da Rede de Canais.

A expansão da rede de canais é considerada fundamental para o modelado do relevo, afetando diretamente os processos hidrológicos operantes nas encostas. Nos trabalhos de HORTON (1945) e DUNNE (1970 e 1980) evidencia-se o controle da dissecação fluvial na produção do relevo, devido às relações existentes entre os processos fluviais e os de encosta no modelado das bacias de drenagem.

Segundo DIETRICH & DUNNE, (1993) a expansão de canais representa aumento da densidade de drenagem da bacia, expondo maior quantidade de material aos processos de erosão fluvial, e afetando os processos de dissecação do relevo.

O entendimento da expansão da rede de canais torna-se, portanto, fundamental para a compreensão da dinâmica erosiva e deposicional nas bacias de drenagem. Atualmente discute-se os modelos de iniciação de canais, quase sempre levando-se em consideração os parâmetros morfológicos (gradiente e área de contribuição)

MONTGOMERY & DIETRICH (1989) apresentam um modelo de iniciação de canais que se baseia numa relação inversa entre o gradiente das encostas a montante da cabeça do canal e a área de contribuição do mesmo. Dessa forma, com o aumento do gradiente nas encostas necessita-se de uma área de contribuição menor para se formarem fluxos hidrológicos com potencial erosivo suficiente para dissecar um canal.

Segundo esse modelo, as taxas de recuo remontante da cabeça do canal seriam reduzidas na medida em que o mesmo se aproxima dos divisores topográficos. Dessa maneira os canais avançariam até uma distância crítica dos divisores (controlada pelos parâmetros gradiente e área de contribuição) onde cessariam a sua evolução.

BURKARD & KOSTASCHUK (1997) em pesquisas conduzidas sobre taxas de expansão de voçorocas baseados em interpretação de fotografias aéreas entre 1930 e 1992 no Canadá, apontam que as maiores taxas de expansão foram observadas nas maiores bacias, devido a maior área de contribuição de drenagem para a cabeça das voçorocas. Os autores apontam ainda para as características climáticas, de cobertura vegetal e de manejo das terras como fatores que controlam as taxas de expansão das voçorocas.

AVELAR E COELHO NETTO (1992a) discutem a formação de canais em cabeceiras de drenagem com controle lito-estrutural na região do médio vale do Rio Paraíba do Sul, apontando o papel dos fraturamentos sub-verticais na orientação da rede de drenagem. Os autores discutem o papel das estruturas geológicas na circulação dos fluxos sub-superficiais, considerando as fraturas como zonas de fluxos ascendentes (artesianismo) do aquífero regional. Esses fluxos podem gerar poro-pressões críticas nas faces de exfiltração localizadas nas

cabeças dos canais, promovendo a erosão remontante por *seepage erosion*, tal qual proposto por DUNNE (1970).

COELHO NETTO (1999) sintetizando estudos conduzidos na Bacia do Rio Bananal sugere que, localmente e regionalmente, as taxas de recuo dos canais incisos (voçorocas) variam em função da densidade de concavidades vezes o gradiente das suas respectivas áreas de contribuição. COELHO NETTO (2003) indica que a expansão da rede de canais incisos envolve a ação de ambos os aquíferos, regional e temporário, na produção de fluxos sub-superficiais responsáveis pela progressão remontante dos canais incisos.

COELHO NETTO et al. (1988) observaram na bacia do rio Bananal que as voçorocas expandem a remontante através dos eixos dos fundos de vales não-canalizados (unidades côncavas), característicos das zonas de cabeceiras de drenagem. Essa expansão tende a avançar através dos eixos das concavidades principais, em direção as concavidades de ordem hierárquica inferior, podendo, sob certas condições, romper e recuar os divisores topográficos, e promovendo capturas de drenagem (COELHO NETTO e FERNANDES, 1990).

Um modelo evolutivo de voçorocas em cabeceiras de drenagem com controle lito-estrutural foi proposto a partir dos trabalhos de COELHO NETTO et al (1988) e COELHO NETTO & FERNANDES (1990), na tentativa de compreender a evolução geomorfológica em escala regional (compartimento de colinas do médio vale do Rio Paraíba do Sul), que pode apresentar, em alguns casos, capturas de drenagem e inversões de relevo.

O referido modelo (figura 3) descreve uma sucessão de fases de dissecação (incisão linear e recuo lateral) por sobre depósitos aluvio-coluvionares, coluvionares e saprolíticos, governados por mecanismos de voçorocamento que progridem remontante pelos eixos das concavidades em direção aos divisores topográficos. Nos eventos e/ou períodos de precipitação mais intensa, forma-se um aquífero temporário na base dos depósitos quaternários suspenso em relação ao aquífero regional.

Esses fluxos sub-superficiais laterais provocam erosão pelo mecanismo de *seepage erosion*, quando são produzidas poro-pressões críticas nas faces de

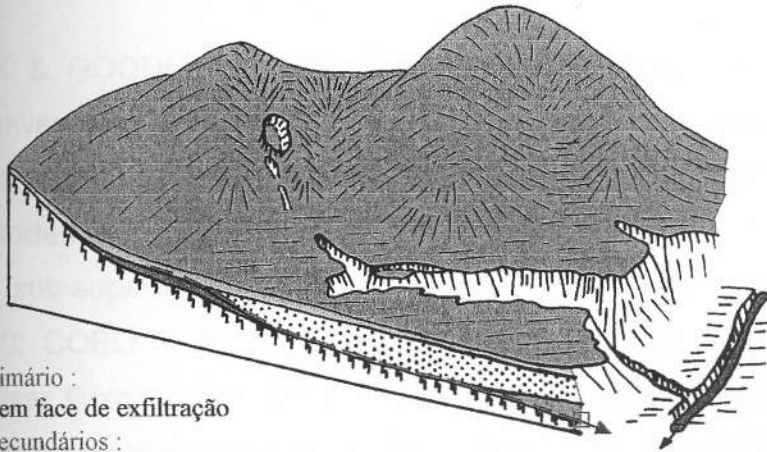
exfiltração localizadas nas paredes do voçorocamento. O modelo descreve ainda, movimentos gravitacionais, solapamento das bordas e lavagem superficial como mecanismos secundários na remoção do material, fazendo parte do processo geral de dissecação produzido pelas voçorocas nessas cabeceiras de drenagem.

Quando o recuo remontante se aproxima da porção superior dessas cabeceiras de drenagem e a incisão linear passa a dissecar o saprolito (rocha alterada) e atinge o aquífero regional, torna-se possível a transferência da água subterrânea (*pirataria*) entre vales adjacentes, notadamente naqueles com desnivelamento topográfico. Estudos mais recentes, conduzidos no compartimento de colinas da bacia do Rio Bananal por LEAL (2004), indicam a transposição de água subterrânea entre vales de cabeceiras adjacentes.

A partir desse momento na dinâmica evolutiva a voçoroca passa a catalisar fluxos provenientes do aquífero regional, muitas vezes através de artesianismo por fraturas sub-verticais no substrato rochoso, passando a apresentar fluxo perene no seu canal, mesmo após longos períodos de estiagem. Esses fluxos podem intensificar a progressão remontante das voçorocas que ao se aproximarem dos divisores alteram os gradientes topográficos das cabeceiras, podendo incrementar a dinâmica erosiva e causar a destruição dos divisores com posterior capturas de drenagens.

PEDERSON (2001) discute a pirataria de água entre bacias vizinhas com desnivelamento topográfico, com níveis de base locais localizados em diferentes níveis altimétricos. As bacias rebaixada poderiam promover a captura de fluxos subterrâneos provenientes do vale vizinho, intensificando a dissecação dessa bacia em detrimento da bacia suspensa, como sugerido anteriormente por COELHO NETTO et al (1988).

MECANISMOS DO VOÇOROCAMENTO ATUAL



Mecanismo Primário :

Poro-pressão em face de exfiltração

Mecanismos Secundários :

Gravitacional (Colapso, Rotacional)

Lavagem Superficial

Solapamento de Bordas

PROGRESSÃO REMONTANTE DAS VOÇOROCAS

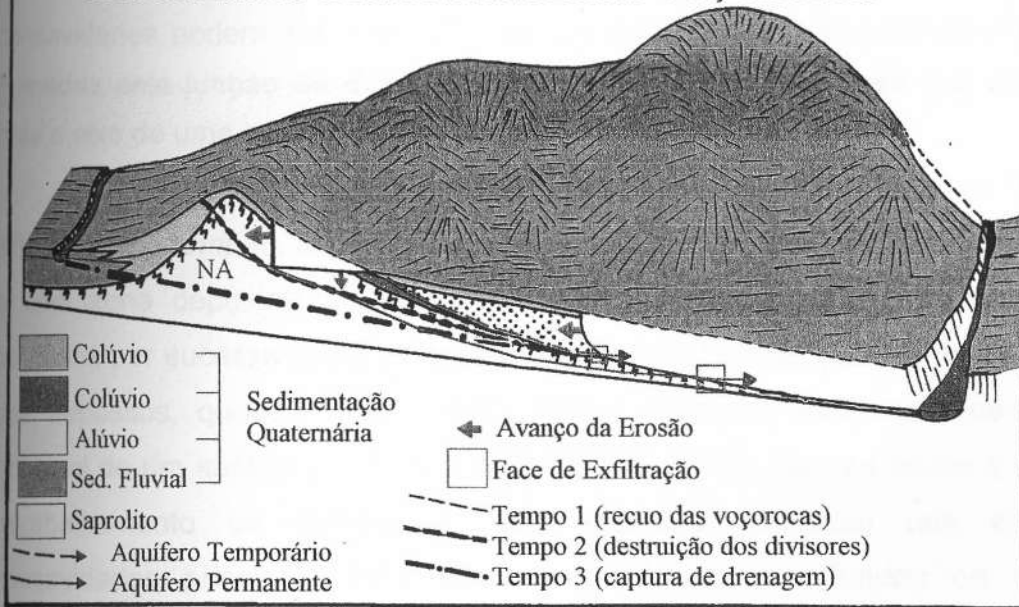


Figura 3 -Modelo evolutivo de voçorocamentos em cabeceiras de drenagem mostrando a captura de fluxos subterrâneos a partir da incisão diferencial entre vales adjacentes (Fonte: COELHO NETTO et al, 1988).

III.2. Controles Lito-estruturais e Formação de Unidades Côncavas nas Encostas.

HACK & GOODLET (1960), subdividiram as encostas em segmentos côncavos, convexos e retilíneos, apontando as relações existentes entre a morfologia das encostas e o direcionamento dos fluxos da água no solo. Os eixos das concavidades constituem zonas de convergência de fluxos de água superficiais e sub-superficiais, como indicado por (ANDERSON e BURT, 1978; DUNNE, 1980; COELHO NETTO, 1985; FERNANDES et al, 1994), podendo também catalisar fluxos subterrâneos, notadamente nos vales com controle lito-estrutural em cabeceiras de drenagem (AVELAR & COELHO NETTO 1992a).

As cabeceiras de drenagem podem variar em suas características morfológicas, mas, geralmente, possuem uma topografia côncava. Essas concavidades podem ser unidades simples com apenas um eixo ou podem ser formadas pela junção de duas ou mais concavidades menores que convergem para o eixo de uma concavidade principal.

MEIS & MONTEIRO (1979) descreveram essas unidades côncavas simples como *rampas*, segmentando-as em uma zona erosiva na porção superior e uma zona deposicional na porção inferior. Os *Complexos de Rampa* são formados por sucessivas fases de reafeiçoamento das rampas e retrabalhamento dos depósitos, quando várias concavidades menores convergem para o eixo principal de um *anfiteatro* (MEIS & MONTEIRO, 1979). Nesses casos é comum o retrabalhamento de sedimentos das encostas (colúvios) nos eixos das concavidades principais, formando alúvio-colúvios nos fundos de vale das cabeceiras de drenagem (COELHO NETTO et al. 1994).

AVELAR & COELHO NETTO (1992a) indicam o papel das fraturas do substrato geológico no desenvolvimento de unidades côncavas nas encostas, demonstrando as relações entre a rede regional de fraturamentos e a dinâmica hidrológica sub-superficial.

OLIVEIRA & MEIS (1985), em mapeamento conduzido na Bacia do Rio Bananal, destacam que as feições côncavas somam apenas 29% do relevo mas apresentam 66% dos voçorocamentos, sendo que esses voçorocamentos responsáveis pela expansão da rede de canais (COELHO NETTO, 1999).

O padrão espacial de distribuição das concavidades no compartimento de colinas da bacia do Rio Bananal, sob diferentes litologias e condições de fraturamento, foram identificados por AVELAR & COELHO NETTO (1992a). Nesse trabalho os autores apontam que o percentual de concavidades é inferior ao valor regional de 29% apontado por OLIVEIRA & MEIS (1985). Os autores destacam que os valores variam localmente de acordo com as características lito-estruturais subjacentes, variando entre 15% e 18% de acordo com a densidade de fraturas.

AVELAR & COELHO NETTO (1992a) propõem uma tipologia de concavidades, distinguindo pelo menos três tipos distintos para a bacia do Rio Bananal, discutindo a gênese dessas concavidades e seu significado hidrológico para as cabeceiras de drenagem. COELHO NETTO (2003) sumariza essa tipologia de concavidades em cabeceiras de drenagem apontando a ocorrência de *Concavidades Abertas*, *Concavidades Estruturais* e *Concavidades Estruturais Suspensas*.

As *Concavidades Abertas* são largas na base inferior apresentando depósitos rasos e geralmente são ajustadas topograficamente aos fundos de vale adjacentes. As *Concavidades Estruturais*, ao contrário, são largas nas porções média e superior das encostas e estranguladas na porção inferior, possuindo sua gênese e evolução vinculada a um forte controle lito-estrutural, tal qual definido por AVELAR & COELHO NETTO (1992a). Essas concavidades estruturais podem apresentar-se topograficamente niveladas à rede de drenagem, sendo então denominadas *Concavidades Estruturais Ajustadas*. Quando as concavidades estruturais encontram-se desniveladas topograficamente em relação a rede de drenagem são denominadas de *Concavidades Estruturais Suspensas*, sendo que geralmente localizam-se próximas aos divisores topográficos.

A Figura 4, publicada por AVELAR & COELHO NETTO (1992a), sumariza a gênese e a evolução de uma concavidade estrutural, ou seja, controlada pela

rede de fraturamentos locais. Segundo esse modelo, o fraturamento nas rochas propicia uma maior condutividade hidráulica em relação a matriz rochosa, favorecendo a ocorrência de fluxos ascendentes nas fraturas. Esse processo é responsável pela formação de túneis erosivos e posteriormente de canais desconectados da rede de drenagem. Com a formação de canais nas fraturas formam-se as concavidades estruturais e na interseção de fraturas podem-se formar concavidades tributárias.

Dessa forma seria desenvolvido o sistema de concavidades canalizadas e não-canalizadas em diferentes ordens hierárquicas, reproduzindo a rede de drenagem fortemente controlada pelas características lito-estruturais do substrato geológico. No vale do Rio Bananal é comum a junção de sistemas de canais conectados e desconectados, devido ao avanço remontante da rede principal em direção as concavidades tributárias das cabeceiras de drenagem (Coelho Netto et al. 1988).

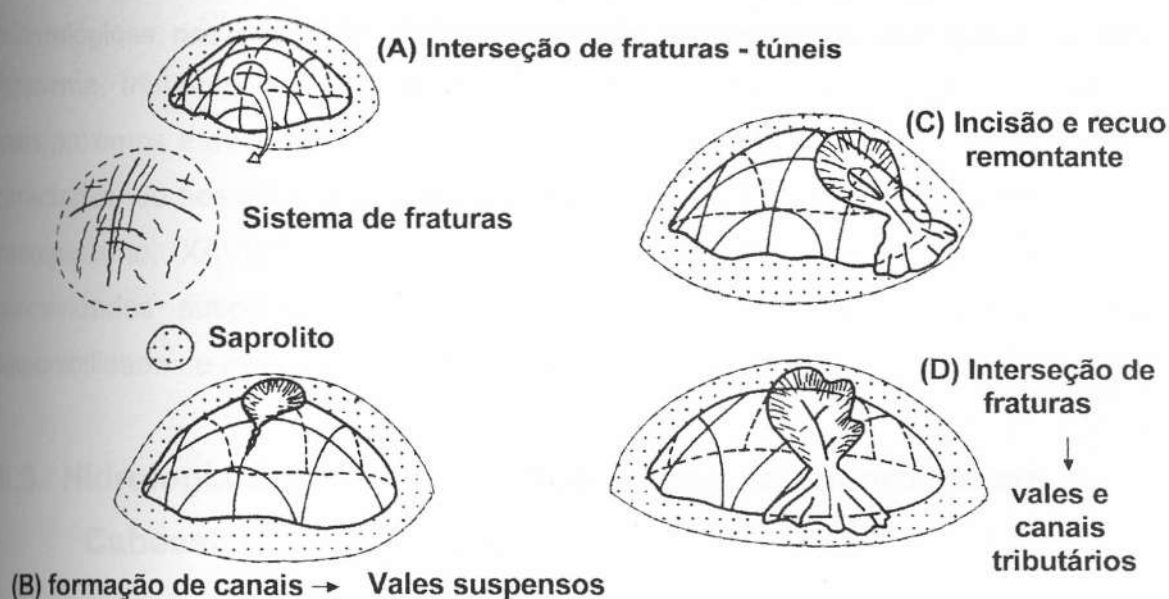


Figura 4 - Modelo de formação de concavidades estruturais, proposto por AVELAR & COELHO NETTO (1992b). A interseção de fraturas sub-verticais (A) funcionam como zonas de alívio de pressão para os fluxos artesianos, que formam canais de primeira ordem (B) e posteriormente desenvolvem-se seus tributários (C). O processo de formação de canais acompanha o aumento do gradiente topográfico e hidráulico, desencadeando movimentos de massa nas encostas. (Extraído de AVELAR & COELHO NETTO (1992a).

CASTRO & COELHO NETTO (2002) indicam a possibilidade de formação de depressões fechadas nos divisores ou próximos por subsidência geoquímica, o que promoveria o rebaixamento de latossolos pré-existentes e, posteriormente, transformados em argissolos e gleissolos por hidromorfia. As autoras sugerem que essas depressões seriam *protovais* cuja evolução geomórfica foi interrompida por mudanças locais no regime hidrológico e ou rebaixamento do aquífero regional.

COELHO NETTO (2003) demonstra que os estudos geoquímicos em depressões fechadas situadas paralelamente a lineamentos estruturais, indicam que essas feições podem ser formadas por lixiviação diferencial, devido à ocorrência de fluxos subterrâneos preferenciais pelo sistema de fraturas, o que favorece o incremento nas taxas de intemperismo químico no eixo dessas depressões, que com o passar do tempo podem evoluir para Concavidades Estruturais Suspensas.

De fato, XAVIER et al. (2002) demonstra, através de análises mineralógicas nos solos de uma concavidade localizada no alto curso do Rio Piracema, tributário do Rio Bananal, um intemperismo diferencial entre áreas mais próximas e mais afastadas dos eixos das concavidades (zona das fraturas), caracterizando nesses eixos a menor presença de minerais menos resistentes ao intemperismo. XAVIER (op cit) sugere uma maior eficiência dos eixos das concavidades suspensas na formação de solos e, conseqüentemente, na disponibilidade de materiais para a erosão.

III.3. Hidrologia Subterrânea e Propagação de Voçorocas em Cabeceiras de Drenagem.

Muitas cabeceiras de drenagem, em latitudes temperadas e tropicais, apresentam fluxos subterrâneos que regulam a vazão dos canais, sendo que em muitos casos esses fluxos são provenientes de pequenos vales (unidades côncavas) preenchidos por depósitos aluvio-coluvionares.

Quando esses depósitos quaternários estão sobrepostos ao substrato cristalino fraturado pode-se gerar diferenças significativas na permeabilidade desses materiais, gerando fluxos subterrâneos preferenciais pelas redes de fraturamentos interconectados, sobretudo quando o aquífero apresenta zona de recarga em zonas montanhosas.

HIGGINS (1984), descreve mecanismos erosivos causados pela exfiltração de fluxos subterrâneos, indicando que as fraturas podem funcionar como áreas concentradoras de fluxos, controlando a localização dos canais e a expansão da rede de drenagem.

HIIL (1990) em trabalho conduzido na região de Nevada (EUA) discute a descarga de água subterrânea para vales de cabeceira de drenagem, apontando o papel das fraturas na determinação de rotas preferenciais de fluxos sub-superficiais. Segundo esse autor, em cabeceiras de drenagem suavemente inclinadas, preenchidas por depósitos aluviais e coluviais sobrepostos em rochas cristalinas fraturadas, ocorre o afloramento da água subterrânea no leito dos canais incisos (voçorocas). O autor indica que os fluxos subterrâneos são direcionados pelo gradiente hidráulico das zonas de recarga nas encostas para o eixo dos vales de cabeceiras de drenagem pelas fraturas, já que os fluxos pelos depósitos das encostas são restringidos pela menor permeabilidade desses materiais.

AVELAR & COELHO NETTO (1992a e 1992b) indicam que o desenvolvimento de unidades côncavas associa-se, em grande parte, a certas condições de fraturamento das rochas, as quais propiciam a exfiltração de fluxos d'água subterrâneos ascendentes (artesianismo). Esses fluxos são passíveis de desencadear mecanismos erosivos por excesso de poro-pressão nas faces de exfiltração ("*seepage erosion*") situados nas paredes dos voçorocamentos tal qual proposto por DUNNE (1970 e 1980).

FERNANDES & RUDOLPH (2001), identificaram as relações entre o tipo de fraturamento e a transmissividade de água subterrânea entre as fraturas em estudos com monitoramento de campo na região de Campinas-SP. Os autores demonstram que a capacidade de produção de água subterrânea nos poços

associados a fraturas de extensão é maior do que nas fraturas mais fechadas (compressão). Esses autores registram que os eventos tectônicos mais recentes (ocorridos no cenozóico) são responsáveis pelo comportamento hidrológico das redes de fraturas, pois podem remodelar os fraturamentos mais antigos (pré-cambrianos).

BERGER & AGHASSY (1984), citam as fraturas como condicionantes de fluxos artesianos e indicam que, nesses casos, podem-se formar elevações pontuais do lençol freático, afetando a dinâmica hidrológica das encostas e conseqüentemente, os processos erosivos.

O controle lito-estrutural na gênese de voçorocamentos foi ainda apontado por BEAVIS (2000) que associa a formação de rachaduras no solo à orientação dos fraturamentos no material parental. Segundo a autora, os fluxos sub-superficiais responsáveis pelo avanço dos voçorocamentos percolam preferencialmente por essa rachaduras, causando uma rápida entrada dos fluxos da chuva e inibindo a produção do escoamento superficial.

GABBARD et al. (1998) demonstram que os processos erosivos podem ser fortemente influenciados pela posição na paisagem, respondendo a variações no gradiente hidráulico responsável pela movimentação da água em superfície e em sub-superfície.

Esses gradientes hidráulicos podem ser controlados por níveis de base locais que regulam ainda, a dissecação e a estocagem diferencial dos materiais, como apontado por DANTAS et al. (1994). Os gradientes topográficos e a morfologia das vertentes controlam os fluxos superficiais e sub-superficiais rasos, enquanto que o aquífero regional não é controlado, necessariamente, pela topografia superficial, podendo gerar fluxos subterrâneos entre vales vizinhos com desnivelamento topográfico, como sugerido por COELHO NETTO (2003) e LEAL (2004).

IV. Área de Estudo

Os estudos de campo foram conduzidos no médio vale do Rio Paraíba do Sul na bacia do Rio Piracema, localizada no município de Bananal/SP. O rio Piracema é um dos principais afluentes do Rio Bananal, que deságua no rio Paraíba na altura do município de Barra Mansa/RJ (Figura 5).

Na área prevalece um clima mesotérmico do tipo Cwa de Koppen, apresentando temperatura média anual em torno de 20^o C. As chuvas tendem a se concentrar nos meses do verão, quando acontecem chuvas de maior intensidade devido à atuação das frentes frias, que são responsáveis pelas variações na pluviosidade média anual.

A região era originalmente recoberta pela Floresta Latifoliada Tropical (Mata Atlântica) sendo quase totalmente devastada no século XIX durante o ciclo do café. Com o declínio dessa atividade os cafezais foram substituídos por pastagens para a pecuária extensiva, que hoje recobrem a região, intercalados por pequenos fragmentos de florestas secundárias. A Serra da Bocaina foi menos afetada por essas alterações mantendo ainda hoje amplas áreas com a cobertura florestal original.

A Estação Experimental da Fazenda Bela Vista (EEBV) localiza-se em uma bacia de segunda ordem tributária do baixo curso do Rio Piracema, em ambiente colinoso predominantemente recoberto por gramíneas. O anfiteatro da EEBV apresenta um voçorocamento que vem sendo monitorado pela equipe do Laboratório de Geo-Hidroecologia/UFRJ (GEOHECO) desde 1982.

O voçorocamento da Fazenda Bela Vista é considerado representativo das voçorocas que se desenvolvem em cabeceiras de drenagem da bacia do rio Bananal, e que se propagam através dos eixos das concavidades tributárias e representam a própria expansão da rede de drenagem no compartimento colinoso do médio vale do rio Paraíba do Sul.

A Figura 5 revela a bacia do rio Bananal no contexto do médio vale do Paraíba do Sul nos estados de São Paulo e Rio de Janeiro.

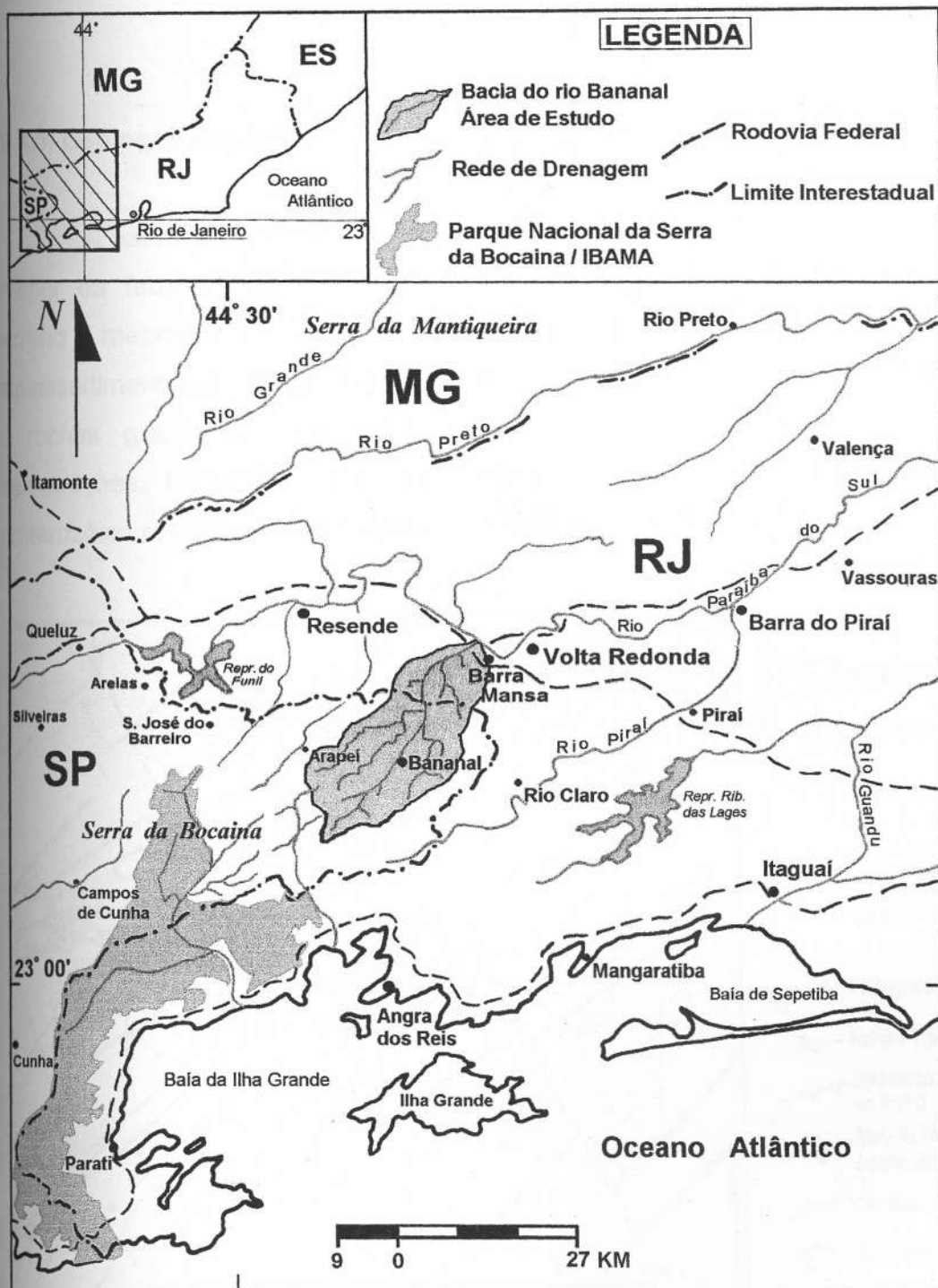


Figura 5 – Mapa de localização da Bacia do Rio Bananal na hidrografia de parte do médio vale do Rio Paraíba do Sul.

IV.1 Condições Regionais

IV.1.1. Geologia Regional

A bacia do Rio Piracema situa-se em terreno metamórfico de alto grau no interior da faixa Ribeira com idade pré-cambriana (HEILBRON, 1995). Esse terreno metamórfico é composto por uma seqüência de rochas metassedimentares conhecidas como Grupo Paraíba do Sul, além de ortognaisses e rochas granitóides intrusivas (ALMEIDA et al, 1991). Em relação às deformações, HEILBRON (op cit) destaca pelo menos três fases durante o proterozóico superior, associadas ao Ciclo Brasileiro (Figura 6).

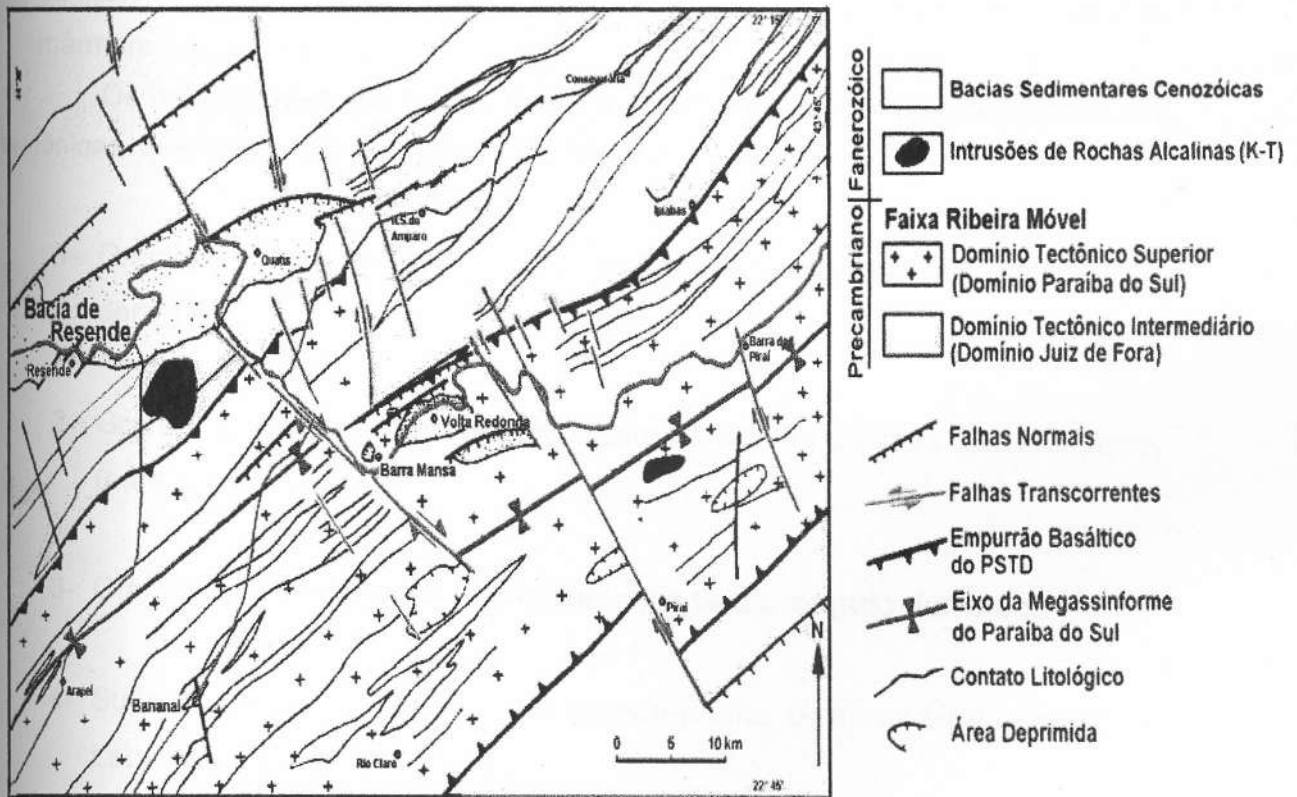


Figura 6 - Mapeamento geológico da Faixa móvel Ribeira (fonte: VALERIANO & HEILBRON, 1993).

Na Bacia do Rio Bananal (Figura 7) ocorrem três unidades metassedimentares associadas ao Grupo Paraíba do Sul, 4 tipos de rochas granitóides sin-tectônicas e leucogranitos pós-tectônicos, que estão dispostos segundo a direção NE-SW.

Segundo os trabalhos baseados em mapeamentos geológicos de campo conduzidos por HEILBRON (op cit) e ALMEIDA et al, (op cit) as unidades metassedimentares são:

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

Os mesmos autores ainda, citam a ocorrência de rochas granitóides sin-tectônicas que foram subdivididas em 4 tipos principais:

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

Essas Rochas ocorrem em geral em corpos alongados aflorando no interior das unidades metassedimentares. Posteriormente este terreno pré-cambriano foi afetado por tectonismo extensional e magmatismo durante o Mesozóico-Cenozóico.

O magmatismo é caracterizado por diques de diabásio e intrusões de rochas alcalinas. Ainda associado a esta tectônica rúptil extensional, ocorre um intenso fraturamento vertical, que, segundo Eirado Silva et al. (1993) pode ser dividido em três "sets" principais:

- 1- Fraturas de direção NE-SW, ou seja, paralelas ao "strike" da foliação/bandamento das rochas pré-cambrianas.
- 2- Fraturas de direção NW-SE, ou seja, ortogonais ao primeiro conjunto.
- 3- Fraturas com direção SSE/NNW.

Na bacia do Rio Piracema ocorrem as unidades metassedimentares Beleza e São João, além das unidades Litológicas Campinho e Rio Turvo, sendo que na Estação Experimental da Fazenda Bela Vista o substrato geológico é composto por gnaisses da unidade São João (Figura 7).

A rede de drenagem possui forte controle estrutural e, segundo EIRADO SILVA et.al. (op cit) os canais principais se orientam paralelamente ao *strike* da foliação principal das rochas e das zonas de cisalhamento de direção NE-SW. Tal fato pode ser observado tanto na bacia do Rio Bananal, quanto no seu principal afluente, na bacia do Rio Piracema.

Os canais tributários encaixam-se nas direções de fraturamento NW-SE, que são ortogonais a direção dos canais principais, sendo essa, inclusive, a situação do anfiteatro da Estação Experimental da fazenda Bela Vista (EEBV).

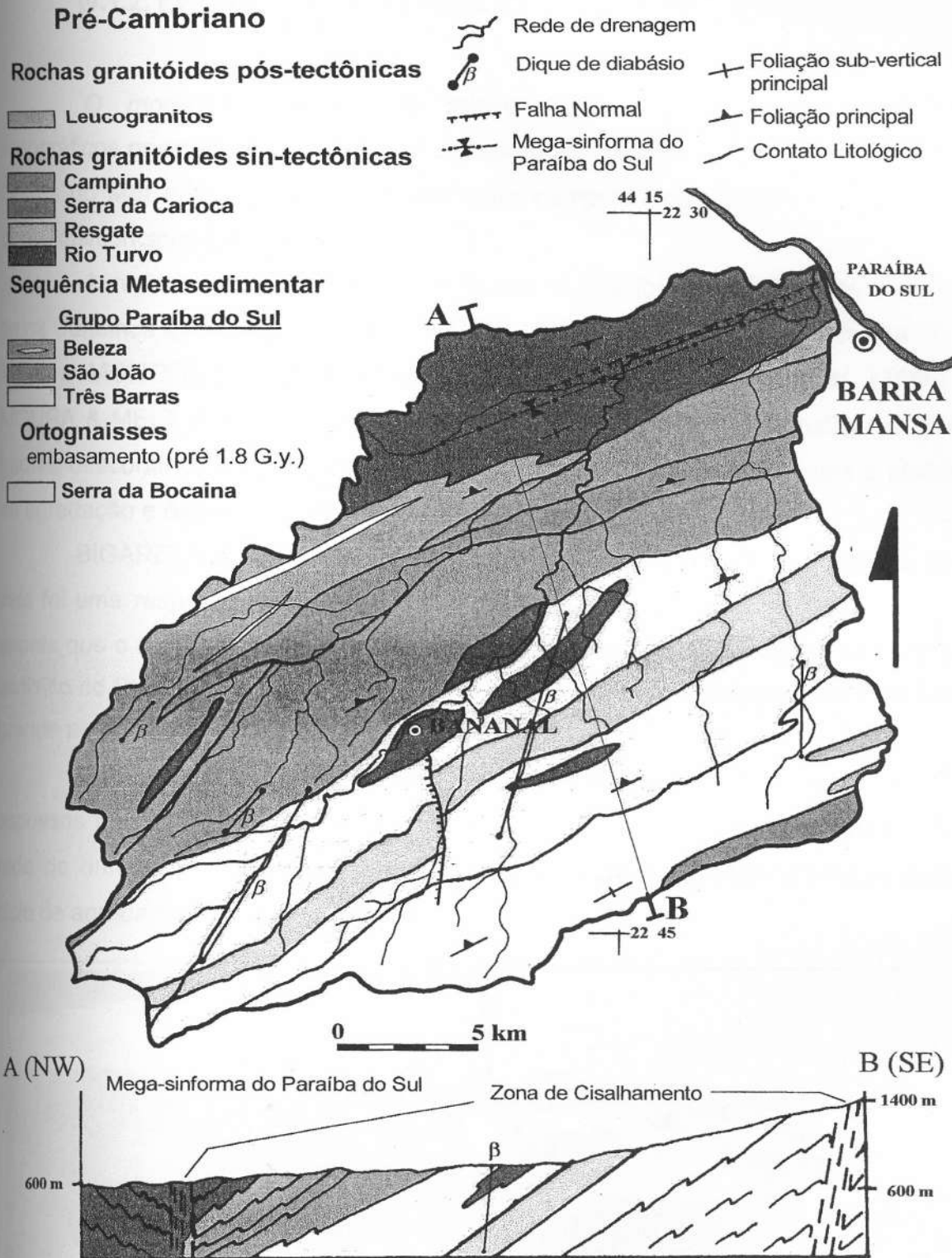


Figura 7 - Mapa Geológico da bacia do rio do Bananal (Fonte: ALMEIDA et al., 1993; EIRADO SILVA et al. 1993).

IV.1.2. Evolução Geomorfológica no Quaternário

O modelado regional do relevo apresenta dois compartimentos topográficos principais (Figuras 8 e 9) um composto pelas escarpas íngremes das Serras do Mar e da Mantiqueira e um outro composto por colinas com feições convexas/côncavas (Fernandes, 1990).

A historia quaternária recente dessa região foi exaustivamente revista pelos trabalhos de MEIS *et al*, (1975); MEIS (1977); MEIS e MACHADO, (1978); MEIS e MONTEIRO, (1979); MEIS e MOURA, (1984); MEIS *et al*. (1985); MOURA & MEIS, (1986) e MOURA (1991). Nesses trabalhos demonstrou-se um padrão descontínuo e episódico de erosão e sedimentação nas encostas e ciclos de agradação e degradação nos vales fluviais.

BIGARELA & MEIS (1965) defendem que a degradação nos fundos de vale foi uma resposta ao clima mais úmido do período pós-glacial. MEIS (1977) aponta que o aumento da sedimentação nas encostas associado ao déficit hídrico ocorrido no Pleistoceno Superior provocou um ciclo de agradação que ocorreu em grande parte do planalto sudeste brasileiro.

Ainda segundo MEIS (1977) a formação de pacotes sedimentares espessos nos canais principais motivou, em alguns casos, a desorganização da rede de drenagem. MEIS (op cit) destaca que essas superfícies elevadas pelo ciclo de agradação são largas e sub-horizontais.

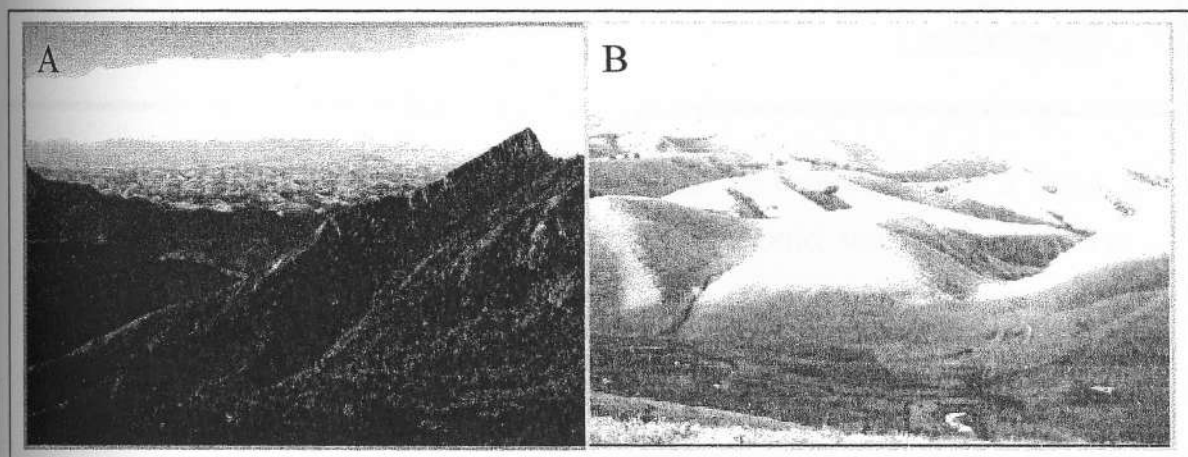


Figura 8 –Fotos dos Compartimentos Topográficos na bacia do Rio Bananal – A- compartimento montanhoso no primeiro plano; B – Compartimento das Colinas no primeiro plano

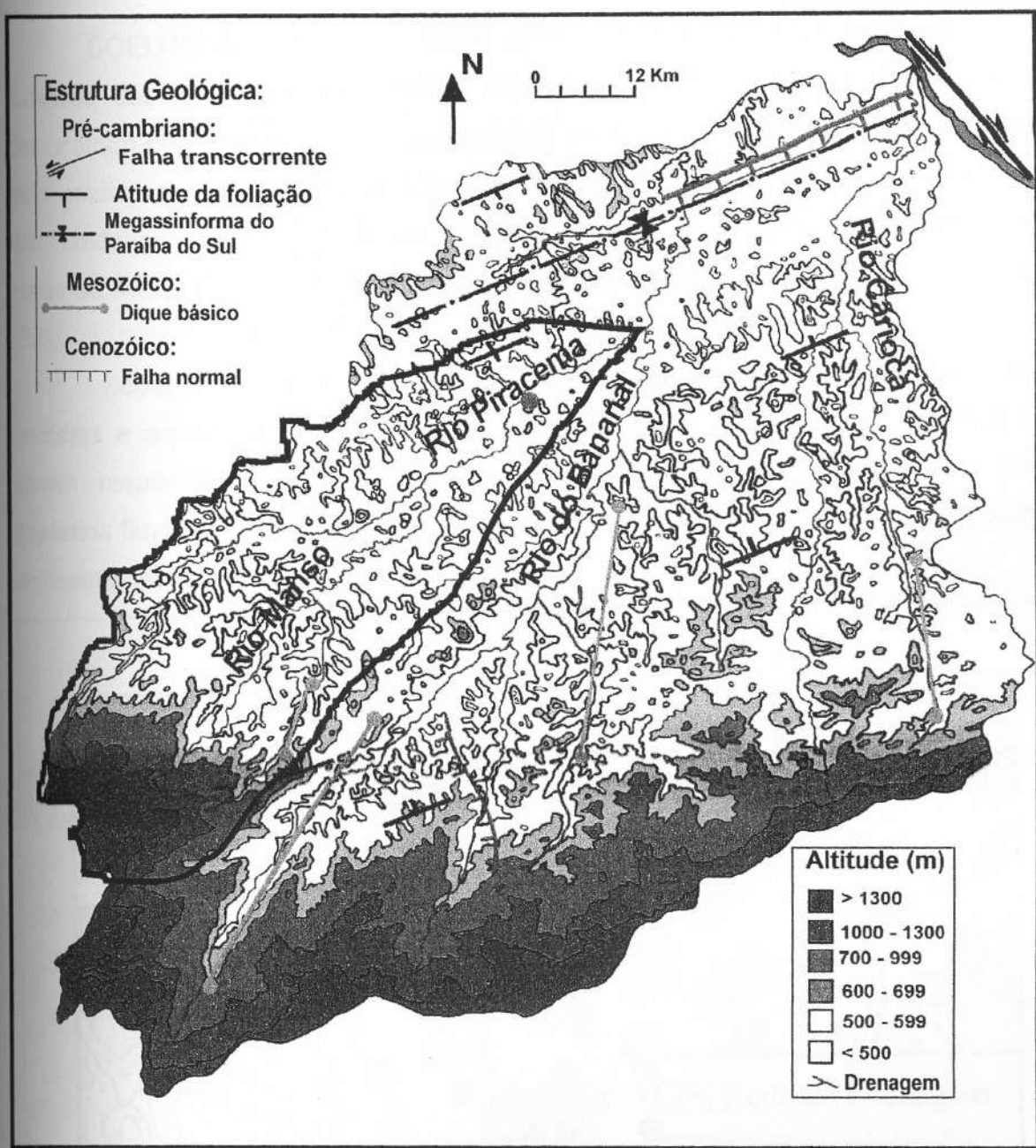


Figura 9- Mapa Hipsométrico da bacia do rio do Bananal, com a linha preta destacando a bacia do rio Piracema. O ponto vermelho representa a localização da Estação Experimental da fazenda Bela Vista – EEBV. (modificado de DANTAS, 1995).

COELHO NETTO *et al* (1994) através de estudos estratigráficos com datações desenvolvidos em bananal no médio vale do Rio Paraíba do Sul demonstram que grande parte dos depósitos sedimentares formou-se durante um ciclo erosivo entre 10,000 e 8,000 anos A.P. (transição Pleistoceno-Holoceno), entulhando os vales principais até as cabeceiras de drenagem, confirmando as idéias de MEIS (1977) inspirada em trabalho desenvolvido no vale do Rio Doce (ES).

Segundo COELHO NETTO *et al* (1994) os processos de degradação das encostas e agração dos fundos de vale operariam de maneira sincrônica e seriam responsáveis pelo modelado regional do relevo, caracterizado por depósitos fluviais no eixo da rede de drenagem e depósitos coluviais no eixo dos anfiteatros tributários (Figura 10).

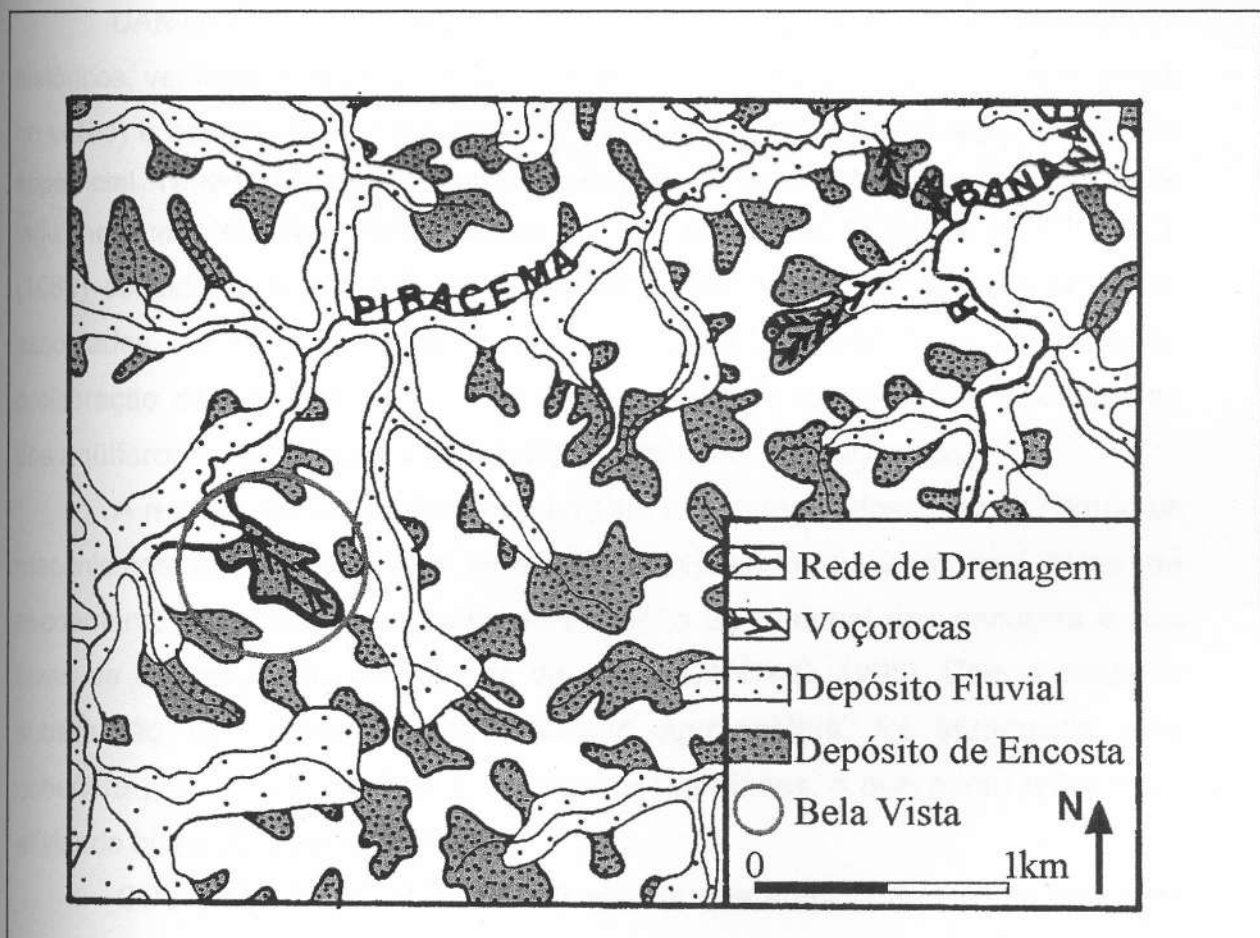


Figura 10 – Mapa da sedimentação quaternária no médio curso da bacia do Rio Piracema, destacando a existência de depósitos fluviais e de encosta no anfiteatro da Estação experimental da Fazenda Bela Vista.

COELHO NETTO *et al* (op cit) destacam que um período de relativa estabilidade morfo-dinâmica prevaleceu durante o Holoceno, até ocorrer uma expressiva retomada erosiva, em escala regional, decorrente das transformações ambientais associadas ao ciclo do café (meados do século XVIII até o final do século XIX).

O trabalho de DANTAS (1995) sobre o impacto do ciclo cafeeiro na sedimentação dos fundos de vale na região de Bananal comprovam a existência desse processo de agradação, que formou grande parte da atual planície de inundação dos canais fluviais. Segundo DANTAS (op cit) as taxas de sedimentação ocorridas no ciclo de agradação motivadas pela cultura de café, foram quase três vezes superiores as taxas do ciclo ocorrido na transição Pleistoceno-Holoceno.

DANTAS & COELHO NETTO (1995) baseados em documentos históricos, verificaram a ocorrência de alterações climáticas (chuvas mais intensas no verão) e ocorrência de “rios de lama”, indicando uma intensificação da erosão superficial. Tal fato implicou no aumento das descargas fluviais nos rios principais, induzindo uma retomada da expansão da rede de canais. COELHO NETTO et al. (1988) considera, no entanto, que a combinação de vegetação de gramíneas, associadas ao ciclo do gado iniciado por volta de 1900, e a conseqüente proliferação de formigas “Saúvas” foram os principais responsáveis pela recarga dos aquíferos subterrâneos e a reativação/expansão das voçorocas.

A retirada da vegetação florestal para a introdução dos cafezais alterou os mecanismos hidrológicos das vertentes, provocando aumento nas taxas de escoamento superficial, nas taxas de remoção de material das encostas e nas taxas de sedimentação dos fundos de vales (DANTAS, 1995). Com a posterior substituição dos cafezais pela atividade agro-pastoril, foi introduzida uma cobertura predominantemente composta por gramíneas, o que gerou reflexos na atividade hidro-erosiva das vertentes.

COELHO NETTO et al. (1997) aponta que embora as formas côncavas sejam abundantes nas duas margens do rio Paraíba do sul, a efetividade dessas formas no trabalho erosivo é diferenciada. A margem voltada para a Serra do Mar,

drenada pela bacia do Rio Bananal apresenta um grande número de voçorocas nos eixos das concavidades, enquanto que na margem oposta, voltada para a Serra da Mantiqueira, esse fenômeno ocorre em escala muito menor. Segundo COELHO NETTO *et al* (1997) as explicações para essa diferenciação estariam na estrutura geológica regional e, principalmente, na relação entre o aquífero regional e a dinâmica hidrológica sub-superficial.

LAFAYETTE PINTO (1999), em mapeamento de concavidades na bacia do rio do Bananal, demonstrou que a geometria predominante dos vales se diferencia entre os compartimentos de colinas e o montanhoso. Enquanto nas colinas, predominantemente convexo-côncavas, concentram-se a maioria das concavidades, no compartimento montanhoso predominantemente convexo, essas ocorrem em menor número.

Segundo COELHO NETTO (1999), o aumento da densidade de concavidades na direção montante-jusante do vale do rio do Bananal indica uma maior efetividade erosiva nessa direção, onde estariam concentradas as condições para o surgimento de concavidades estruturais associadas a fluxos artesianos em redes de fraturamentos.

IV.1.3. Clima e Regime Pluviométrico

O médio vale do rio Paraíba do Sul insere-se no planalto sudeste brasileiro que é uma região influenciada pela atuação da Massa Tropical Atlântica e pela Massa Polar. O choque entre esses dois sistemas atmosféricos de alta pressão provoca chuvas frontais, principais responsáveis pela pluviosidade anual registrada na área.

Os trabalhos de MONTEIRO (1969) e NIMER (1971) apontam para uma distribuição espacial da pluviosidade controlada pela orografia em toda fachada atlântica do planalto sudeste, incluindo o médio vale do rio Paraíba do Sul, onde os índices mais elevados de pluviosidade anual são observados nas escarpas das serras do Mar e da Mantiqueira.

Ainda segundo esses autores, a pluviosidade se concentra nos meses do verão, quando a passagem dos sistemas frontais provoca um violento choque térmico entre as massas de ar envolvidas, propiciando uma rápida convecção do ar, podendo gerar eventos chuvosos de alta intensidade.

Segundo SILVA (1991) os totais anuais de precipitação registrados em Bananal-SP entre 1963 e 1989 (de aproximadamente 1.500mm) são caracterizados por uma grande heterogeneidade, pois a ocorrência de verões chuvosos em determinados anos acaba incrementando os totais anuais e caracterizando uma significativa diferença entre os anos secos e chuvosos.

Tal fato já foi, inclusive, descrito por MEIS et al (1981) para Resende, também localizado no médio vale do rio Paraíba do Sul e por COELHO NETTO & SANTOS (1979) para o Maciço da Tijuca, localizado na cidade do Rio de Janeiro.

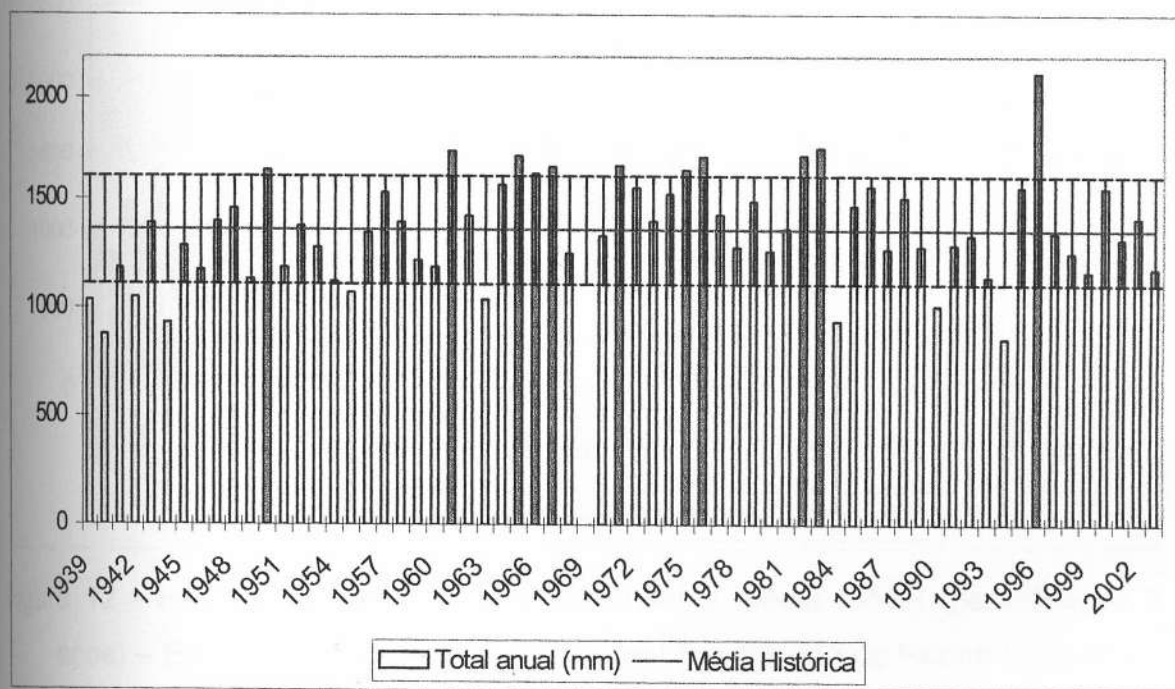


Figura 11 - Histograma de precipitação anual, mostrando a média histórica, os anos secos (em bege) e os chuvosos (em azul) – Estação meteorológica de Bananal (modificado de Rocha Leão *et al.*, 2002b).

A Figura 11 representa a série temporal disponível para estação Bananal (1939 – 2003) revela um total anual médio de 1356 mm de chuvas que caem principalmente nos meses do verão. A figura 12 indica a existência de anos secos ao longo de todo o período, embora a maioria dos anos não esteja nos extremos, tanto de excesso quanto de escassez de chuvas.

Destaca-se o ano de 1996 como o mais chuvoso de toda a série histórica. De 1983, quando se iniciaram os registros do recuo remontante do voçorocamento, até 2003, foram registrados três anos secos (84, 90 e 94) e apenas um ano chuvoso (96). O período destacado apresenta um comportamento semelhante ao observado no início da série histórica (39 a 55). Entre os anos de 56 e 82 observa-se o maior acúmulo de anos chuvosos e o menor de anos secos, caracterizando esse período como o mais chuvoso.

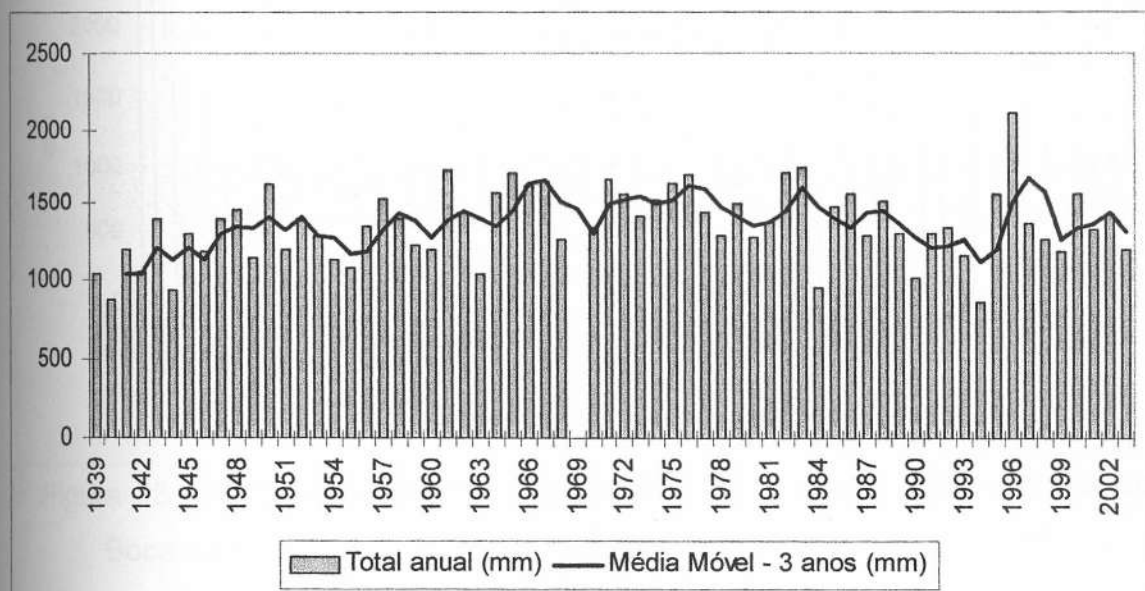


Figura 12 - Histograma com precipitação anual e média móvel (períodos de 3 anos) – Estação Meteorológica de Bananal (modificado de Rocha Leão *et al.*, 2002b).

A Figura 12 revela a média móvel para a mesma série histórica, mostrando uma nítida intercalação entre períodos mais úmidos e menos úmidos. MEIS *et al* (1981) chegaram a resultados semelhantes para a região de Resende

e apontam a ciclicidade dos períodos mais chuvosos como uma característica do regime de chuvas do médio vale do Paraíba do Sul.

FIGUEIRÓ et al (2003) ressaltam uma tendência progressiva de redução dos índices pluviométricos anuais nos últimos trinta anos na região de Bananal demonstrando, ainda, uma tendência de concentração de chuvas no verão.

A figura 13 revela a precipitação anual registrada na estação Serra da Bocaina, revelando valores mais elevados do que aqueles registrados na estação Bananal. Esse fato confirma ser o compartimento montanhoso mais chuvoso do que o compartimento de colinas, onde se situa a Estação Meteorológica de Bananal.

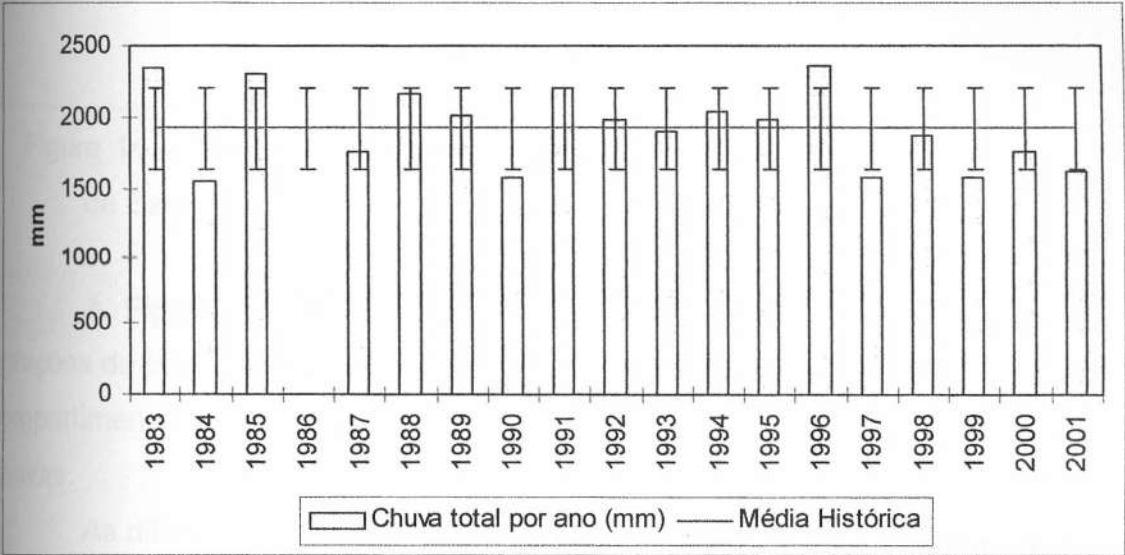


Figura 13 - Histograma de Precipitação Anual – Estação Meteorológica de Bocaina.

A série histórica inicia-se em 1983 e revelam um período de anos mais chuvosos entre 1991 e 1996. A partir de 1997 observa-se um declínio na precipitação anual sendo que 1999 pode ser considerado um ano seco. As chuvas do compartimento montanhoso apresentam índices médios maiores do que o compartimento de colinas durante todas as estações do ano, embora as diferenças sejam mais marcantes nos meses de verão, justamente quando ocorrem as chuvas de maior intensidade (Figura 14).

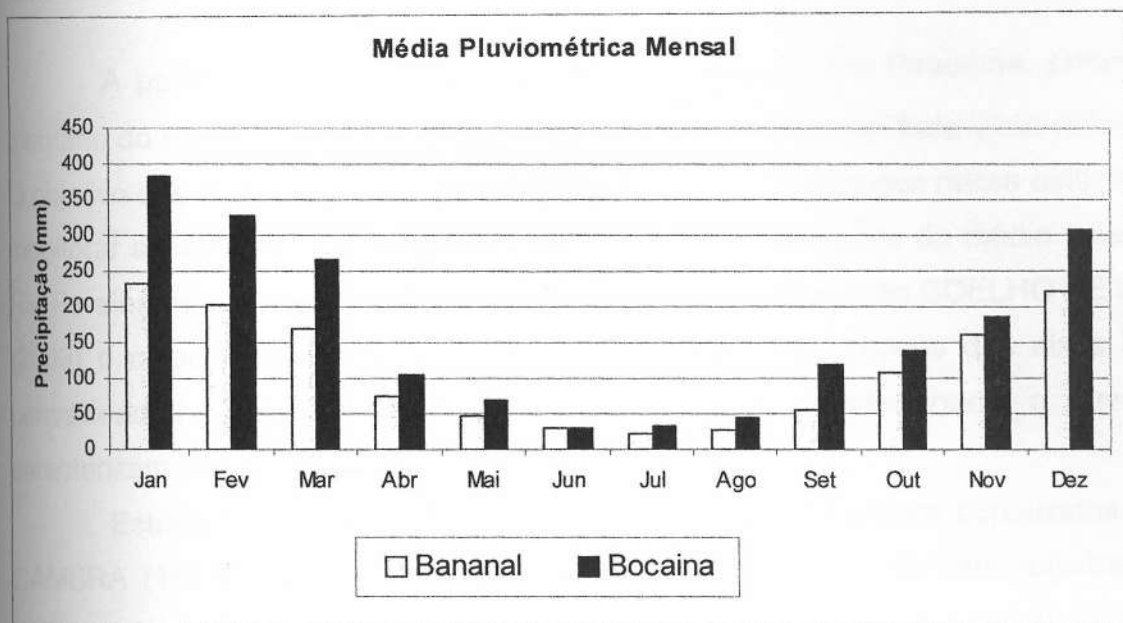


Figura 14 – Histograma de Precipitação Média Mensal para as Estações de Bananal (1939-2001) e Serra da Bocaina (1983-2001).

A Figura 14 revela a distribuição média mensal da precipitação nas estações de Bananal e Serra da Bocaina, demonstrando índices mais elevados no compartimento montanhoso devido ao efeito orográfico na intensificação das chuvas.

As diferenças nos índices pluviométricos entre os dois compartimentos da bacia se evidenciam, sobretudo, nos meses de verão, quando ocorre a estação chuvosa. Tal fato eleva os índices anuais pluviométricos na serra da Bocaina, sendo comum a ocorrência de dias com chuvas somente no compartimento montanhoso, ou com chuvas de maior altura e intensidade nesse compartimento em relação as outras áreas da bacia.

A distribuição espaço-temporal da precipitação na bacia do Rio Piracema é um importante fator para se decodificar o comportamento do aquífero regional no compartimento colinoso da bacia, com seus períodos de elevação e rebaixamento do N.A., variando em função dessa distribuição espaço-temporal do regime pluviométrico.

IV.2 Estação Experimental da Fazenda Bela Vista (EEBV)

A partir de 1982 foi implementada na bacia do Rio Piracema, principal tributário do Rio Bananal, a Estação Experimental da Fazenda Bela Vista (EEBV). O objetivo dos estudos e das mensurações de campo conduzidos nessa estação é monitorar a expansão de canais incisos na rede de drenagem do médio vale do Rio Paraíba do Sul que possui forte controle estrutural. Segundo COELHO NETTO (2003) o crescimento remontante desses canais incisos através dos eixos das concavidades estruturais decorre da ação de fluxos subterrâneos, o que os caracterizam como canais incisos do tipo voçoroca.

Estudos de campo e interpretação de fotografias aéreas conduzidos por CAMBRA (1998) sobre voçorocamentos na bacia do Rio Piracema registraram 117 canais incisos do tipo voçoroca, sendo que dessas, 83% encontram-se ajustadas à rede de drenagem, estando, portanto, ajustadas ao nível de base atual dos canais fluviais adjacentes. Por outro lado, 17% das voçorocas encontram-se suspensas topograficamente nas encostas e, portanto, não se encontram ajustadas à rede de drenagem. (Figura 15).

CAMBRA (op cit) registra ainda que do número total de voçorocas registradas na bacia do Rio Piracema cerca de 30% estão ajustadas à rede de drenagem e em atividade regressiva por recuo remontante (voçorocas ativas), enquanto que cerca de 53% encontram-se, pelo menos temporariamente, estáveis (voçorocas inativas), embora também estejam ajustadas topograficamente à rede de drenagem.

COELHO NETTO (1997) indica que os voçorocamentos da bacia do Rio Piracema representam a própria expansão da rede de drenagem, pois promovem a remoção de espessos pacotes aluvio-coluvionares que entulharam a rede de drenagem durante os ciclos erosivos-deposicionais do quaternário superior.

Essas voçorocas terminais da expansão da rede de canais se desenvolvem preferencialmente nas cabeceiras de drenagem do compartimento colinoso do Rio Piracema, e o anfiteatro da Fazenda Bela Vista foi selecionado como representativo dessa condições, por apresentar um amplo voçorocamento

que se desenvolve em direção a eixos de concavidades estruturais, dissecando materiais alúvio-coluvionares associadas aos depósitos quaternários.

Ac voçoroca da EEBV seve, portanto, como uma área piloto para o estudo das relações entre os controles lito-estruturais, a hidrologia subterrânea dessas cabeceiras e as taxas de recuo remontante da voçoroca.

Mapeamento Geológico e Situação das Voçorocas na Bacia do Rio Piracema

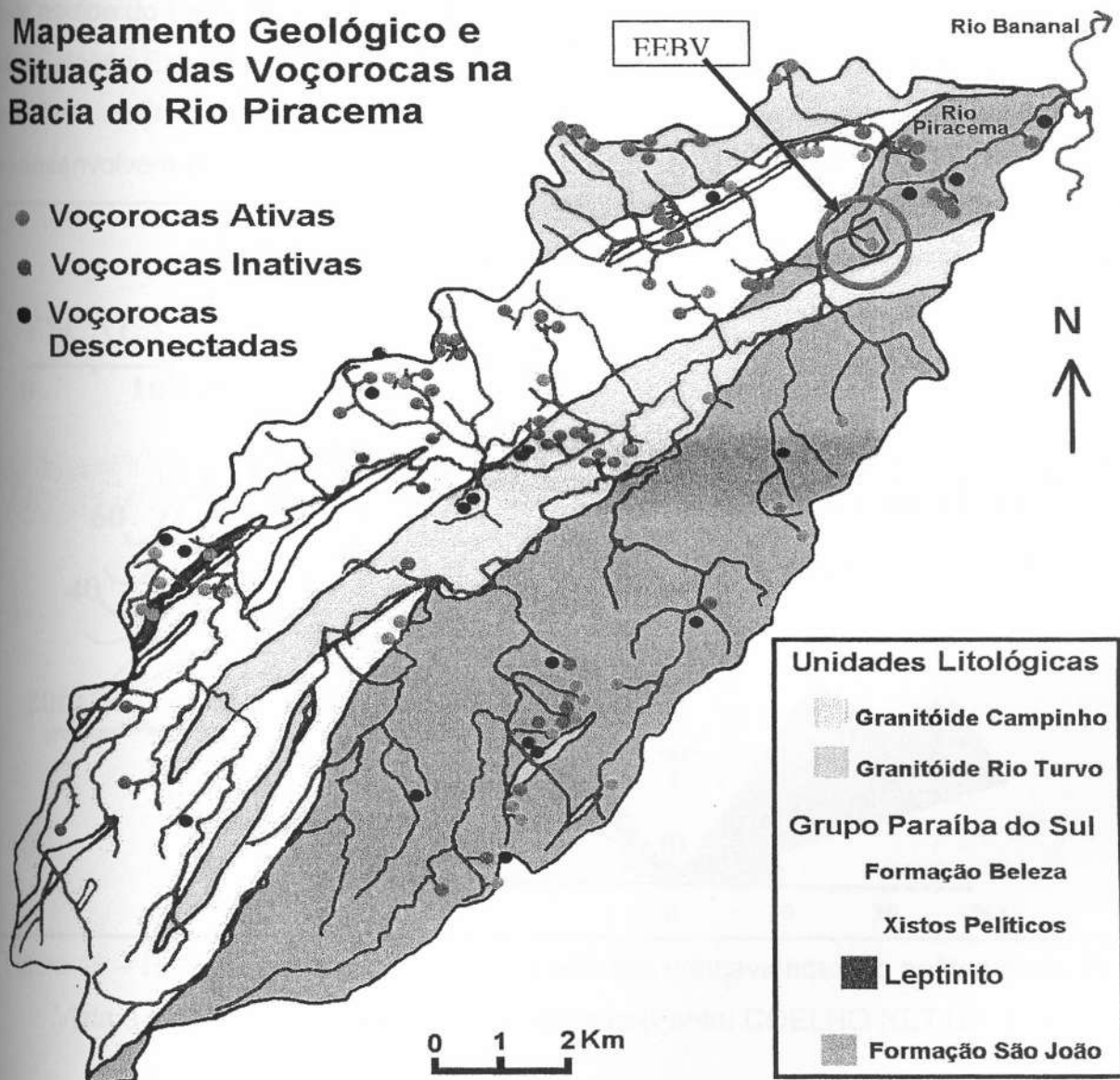


Figura 15 - Mapa Geológico da bacia do Rio Piracema com a localização das voçorocas ativas, inativas e suspensas (desconectadas). Destaque para a localização da EEBV na formação São João. Modificado de CAMBRA, (1995).

Na EEBV, situada em um anfiteatro tributário do Rio Piracema que é localizado no compartimento colinoso e sobre um substrato geológico da Formação São João - Grupo Paraíba do Sul, desenvolve-se uma voçoroca ajustada a rede de drenagem que apresenta expressiva incisão vertical e recuo lateral.

Esse voçorocamento vem tendo a sua evolução monitorada desde 1982 pela equipe do Laboratório de Geo-Hidroecologia/UFRJ. Nesse anfiteatro localiza-se a Estação Experimental da Bela Vista (EEBV) que representa uma concavidade estrutural, definida por AVELAR & COELHO NETTO (1992a), como aquelas que se desenvolvem em associação a fraturamentos locais (Figura 16).

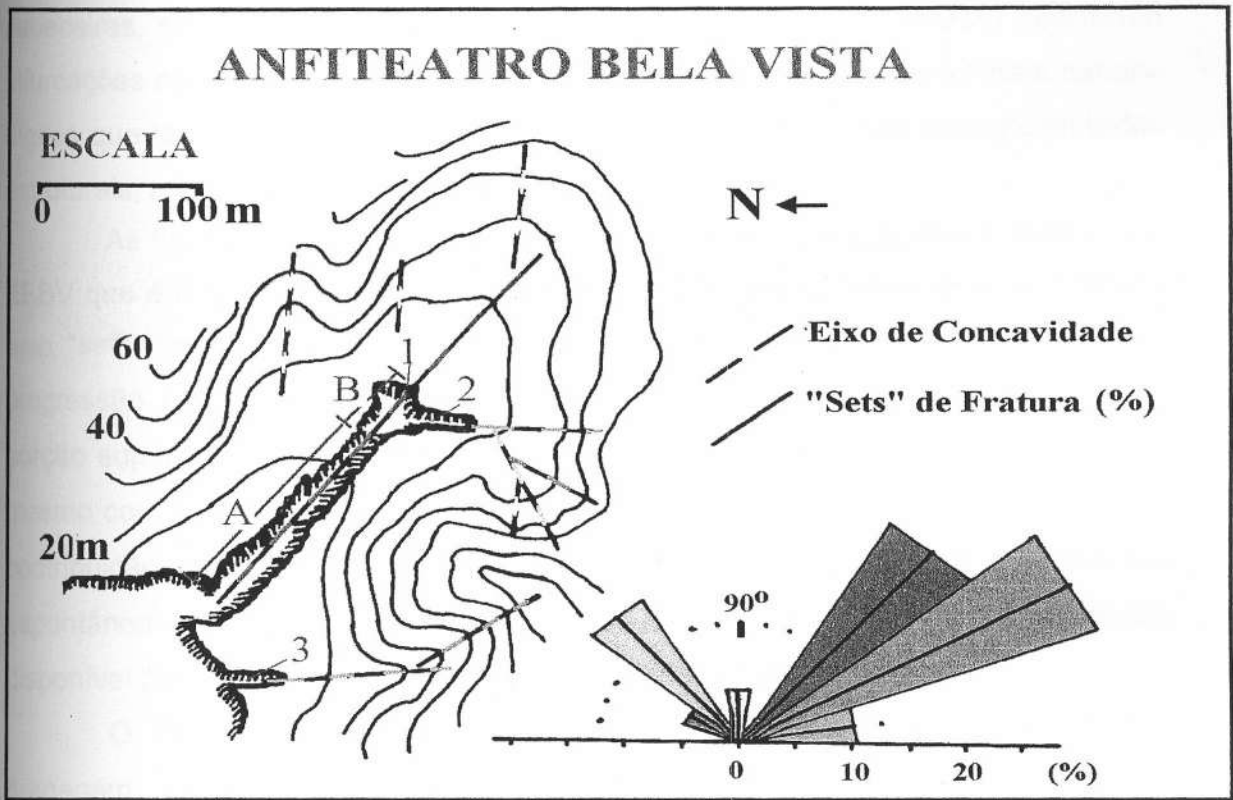


Figura 16 – Relação entre a direção dos eixos das concavidades do anfiteatro da Bela Vista e a direção dos "sets" de fraturamento (Fonte: COELHO NETTO, 1999).

O paralelismo entre as direções principais e secundárias dos fraturamentos e a orientação da rede de drenagem é um fato já amplamente apontado pela literatura para o médio vale do rio Paraíba do Sul. Como se observa pela figura 16 as orientações dos canais incisivos tipo voçoroca e de seus dígitos

tributários também coincidem com as direções de fraturamentos, indicando um controle lito-estrutural no desenvolvimento e na progressão de voçorocamentos nas cabeceiras de drenagem.

COELHO NETTO (2003) define esses voçorocamentos como *voçorocas terminais da rede interconectada de canais*, que estariam dissecando espessos pacotes de sedimentos de encostas (aluvios-colúvios e coluvios) menos coesos, e que foram depositados nos fundos de vale durante os ciclos erosivo-deposicionais do Quaternário.

Segundo COELHO NETTO (op cit) as voçorocas ajustadas a rede de drenagem apresentam uma progressão remontante nos fundos de vale das cabeceiras, podendo nos anfiteatros maiores (complexos de rampas) ocorrerem bifurcações no canal tronco do voçorocamento. Essas bifurcações formam canais-dígitos que também apresentam avanço remontante em direção as concavidades estruturais, articuladas ou não a rede de drenagem.

As figuras 17,18,19 e 20 demonstram uma visualização do anfiteatro da EEBV que é formado por diversos vales não canalizados, todos eles controlados pelo "sef" local de fraturamento e apresenta um extenso voçorocamento com progressão remontante acelerada em dois dígitos principais. O dígito ativo da porção superior (A) do anfiteatro demonstra uma aceleração nas taxas de recuo mesmo com a aproximação dos divisores e a conseqüente diminuição da área de contribuição de drenagem. Nesse dígito não se observa uma revegetação espontânea acelerada, fato que demonstra a grande instabilidade do substrato disponível para a recolonização vegetal no interior do voçorocamento.

O dígito semi-estabilizado (B) possui uma área de contribuição de drenagem maior e apresenta uma morfologia menos estrangulada. No interior desse dígito ocorre o desenvolvimento de uma revegetação espontânea, fato esse que demonstra uma menor atividade hidro-erosiva.

O dígito ativo da porção inferior (C) progride remontante em direção à um vale não canalizado e passou a receber influência de fluxos adicionais provenientes de uma estrada rural abandonada a partir de 1994, quando a progressão remontante destruiu a estrada.

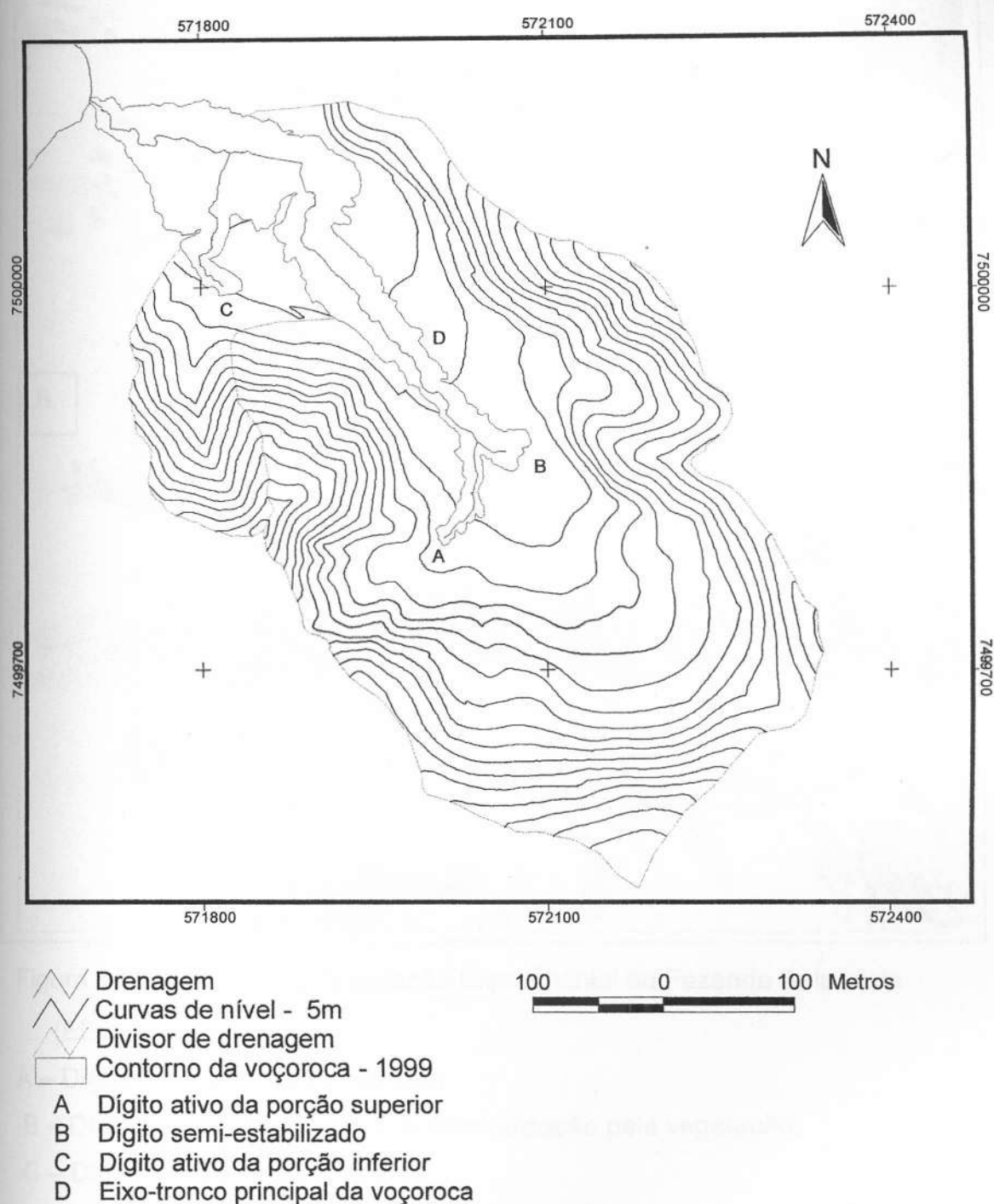


Figura 17 – Mapa Topográfico do Anfiteatro da Estação Experimental da Fazenda Bela Vista (EEBV). Em destaque o contorno da voçoroca em 1999 e seus canais dígitos (ativos e semi-estabilizados), que bifurcam do canal-tronco da voçoroca, que é conectada ao rio Piracema

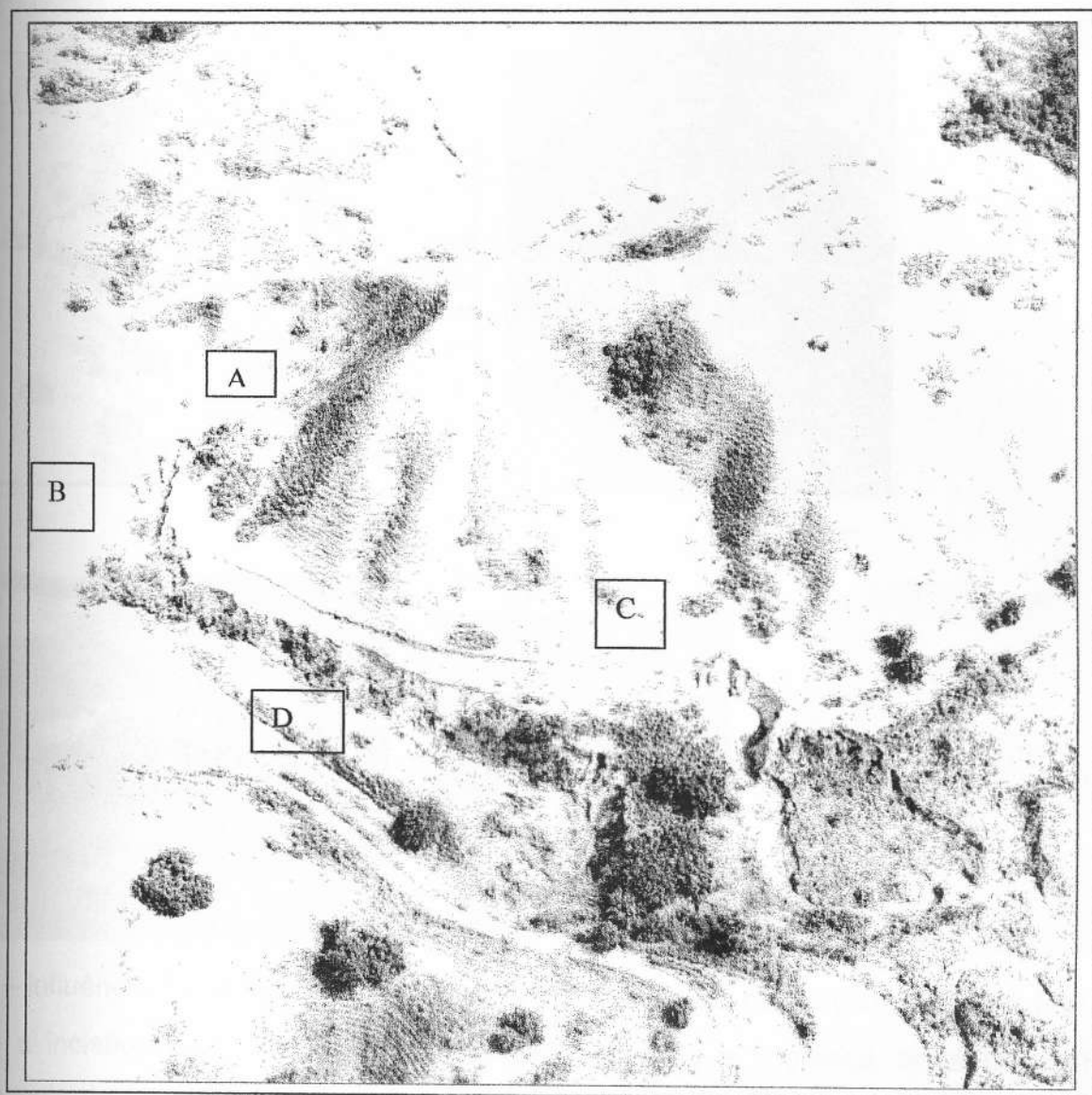


Figura 18 – Vista aérea da Estação Experimental da Fazenda Bela Vista (EEBV);

A – Dígito ativo da porção superior;

B – Dígito semi-estabilizado com recolonização pela vegetação;

C – Dígito ativo da porção inferior.

D – Eixo-tronco principal da voçoroca.

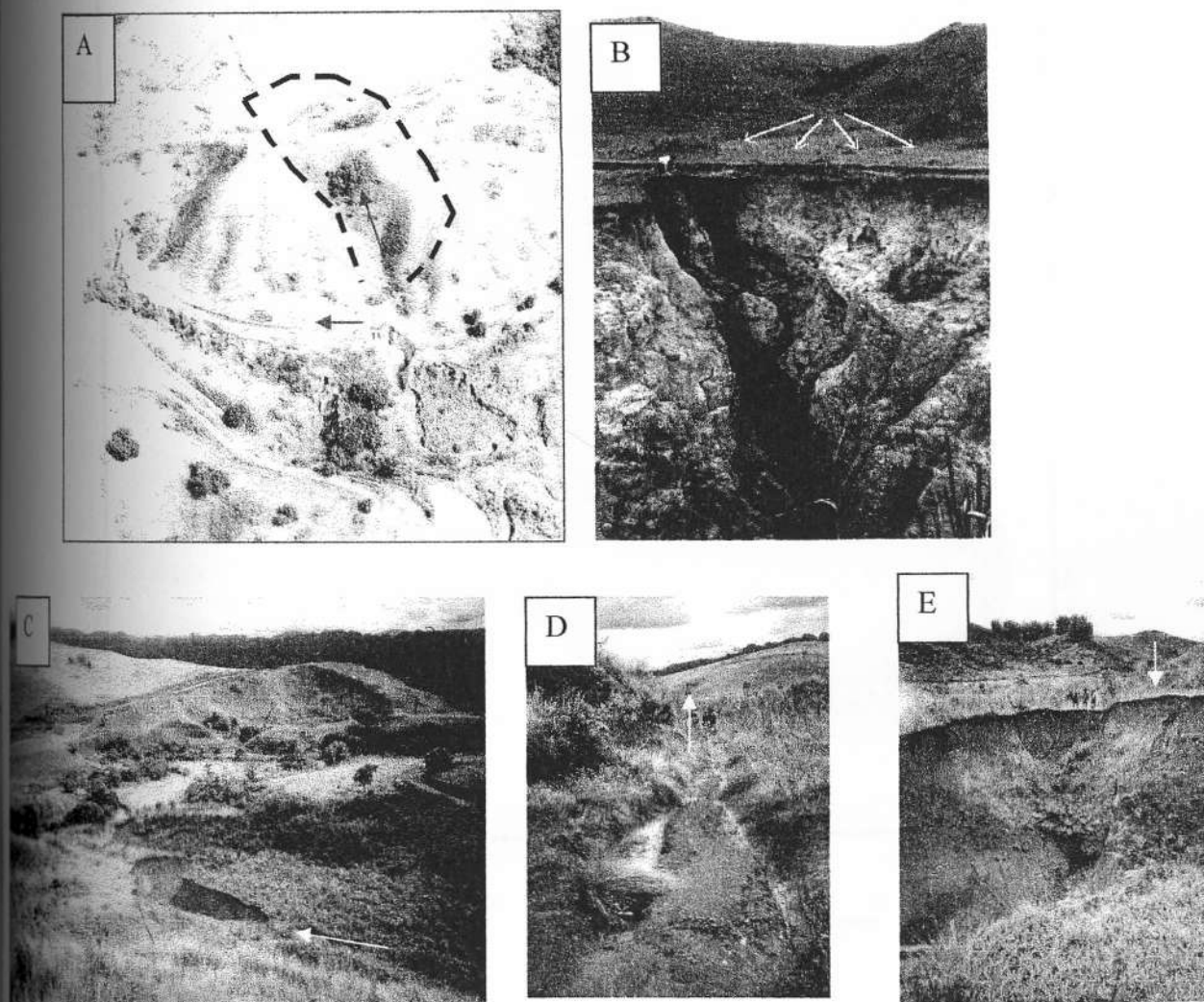


Figura 19 – Influência da estrada na propagação do dígito ativo da porção inferior. A foto B demonstra a incisão no início da década de 1990, quando a voçoroca ainda não tinha atingido a estrada. Na época esse canal-dígito tributário da porção inferior progredia aceleradamente em direção a uma concavidade estrutural suspensa (Foto A). A partir de 1994, o recuo remontante destruiu a estrada, que deixou de ser utilizada. A estrada passou a concentrar fluxos superficiais durante as chuvas e a canalizar boa parte da drenagem da chuva (foto D). No entanto, ressalta-se que as enxurradas não atingem a cabeça do canal por efeito cascata, já que não se observam evidências de escoamento superficial entre o fim da vala de drenagem (antiga estrada) e a cabeça do canal (foto C). Esse trecho recoberto pelas gramíneas favorece a infiltração do fluxo superficial que se concentra ao longo da estrada, favorecendo uma injeção pontual de água no solo. Esse fato provavelmente se associa ao recuo remontante acelerado da cabeça desse dígito da voçoroca pela exfiltração de fluxos sub-superficiais.

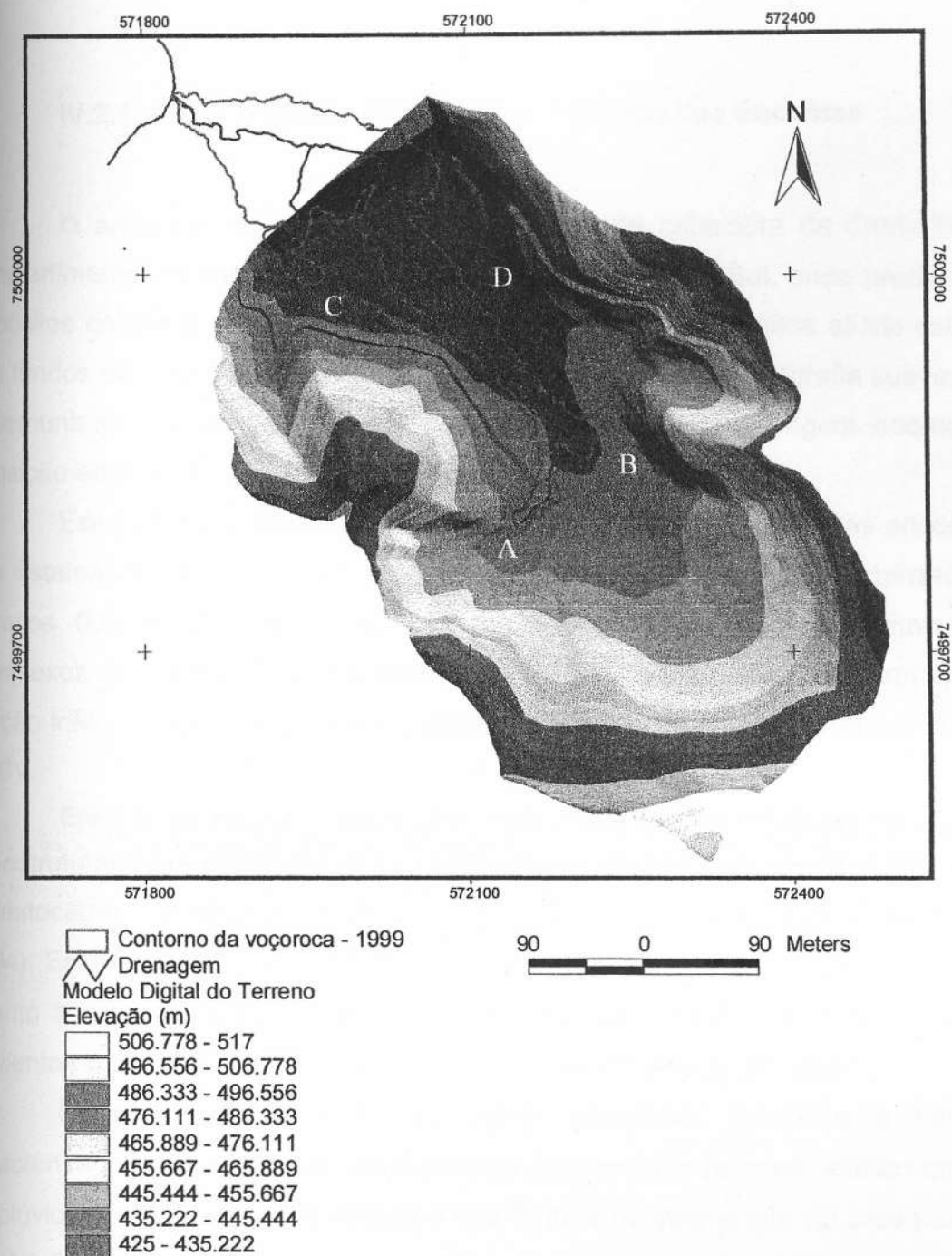


Figura 20 – Modelo digital do terreno para a estação Experimental da fazenda Bela Vista – EEBV. Mapeamento topográfico com curvas de nível com espaçamento vertical de 1m.

- A – Dígito ativo da porção superior
- B- Dígito semi-estabilizado
- C – Dígito ativo da porção inferior
- D – Eixo-tronco principal da voçoroca

IV.2.1. Solos e Características dos Materiais das Encostas

O anfiteatro da EEBV é um típico vale de cabeceira de drenagem do compartimento colinoso do médio vale do Rio Paraíba do Sul, onde predominam depósitos coluviais de idades distintas nas encostas e depósitos aluvio-coluviais nos fundos de vale. Esses fundos de vale apresentam uma topografia suavizada e testemunham um período de entulhamento da rede de drenagem ocorrido na transição entre o Pleistoceno e o Holoceno.

Esse ciclo erosivo-depocional operou de forma sincrônica nas encostas e nos sistemas fluviais, produzindo uma paisagem geomorfológica caracterizada por terraços fluviais ao longo dos canais principais e rampas de colúvios (ou complexos de rampa), que apresentam uma interdigitação com os terraços na porção inferior dos anfiteatros tributários dos canais principais, como é o caso da EEBV.

Essa paisagem geomorfológica sofre ainda grande influência de controles lito-estruturais que podem produzir níveis de base locais, que regulam o processo de estocagem diferencial de sedimentos nas bacias de drenagem (Dantas et al. 1994). Esses controles lito-estruturais podem regular, portanto, tanto a produção quanto a remoção desses depósitos, afetando as características dos materiais presentes nas encostas e fundos de vale nas cabeceiras de drenagem.

Dessa maneira, essa estocagem diferencial relaciona-se com as características dos depósitos sedimentares quaternários (alúvios, alúvios-colúvios e colúvios) presentes nas encostas e nos fundos de vale e que no presente vem sendo dissecados pelos voçorocamentos. A progressão desses voçorocamentos dissecando esses materiais representam a atual expansão da rede de canais e, em última análise, a retomada de paleos fundos de vale que foram soterrados durante a sedimentação quaternária.

Levantamentos estratigráficos conduzidos na EEBV por COELHO NETTO et al. (1994) sumarizados nas figuras 21 e 22 apontam para uma interdigitação de camadas associadas aos ciclos erosivo-depocisionais ocorridos no Quaternário Superior. Os autores identificaram em diferentes posições do anfiteatro da EEBV

uma camada de alúvio-colúvio com textura arenosa entre duas camadas colúvias de idades distintas. Destaca-se que a espessura dessa camada alúvio-coluvionar tende a diminuir à montante pelo eixo do anfiteatro da EEBV, na medida em que se afasta do canal do Piracema. Esses leques aluvio coluvionares são depósitos fluviais e de encosta que ocorreram nos ciclos erosivos-deposicionais, e revelam o processo agradacional da rede de drenagem ocorrido em escala regional.

Essa camada aluvio-coluvionar recobre o saprolito e, por vezes, camadas colúvias mais antigas, formando uma seqüência estratigráfica que testemunha uma sedimentação expressiva durante o Quaternário Superior, através de ciclos agradacionais que entulharam a rede de canais, entre 10.000 e 8.000 anos AP.

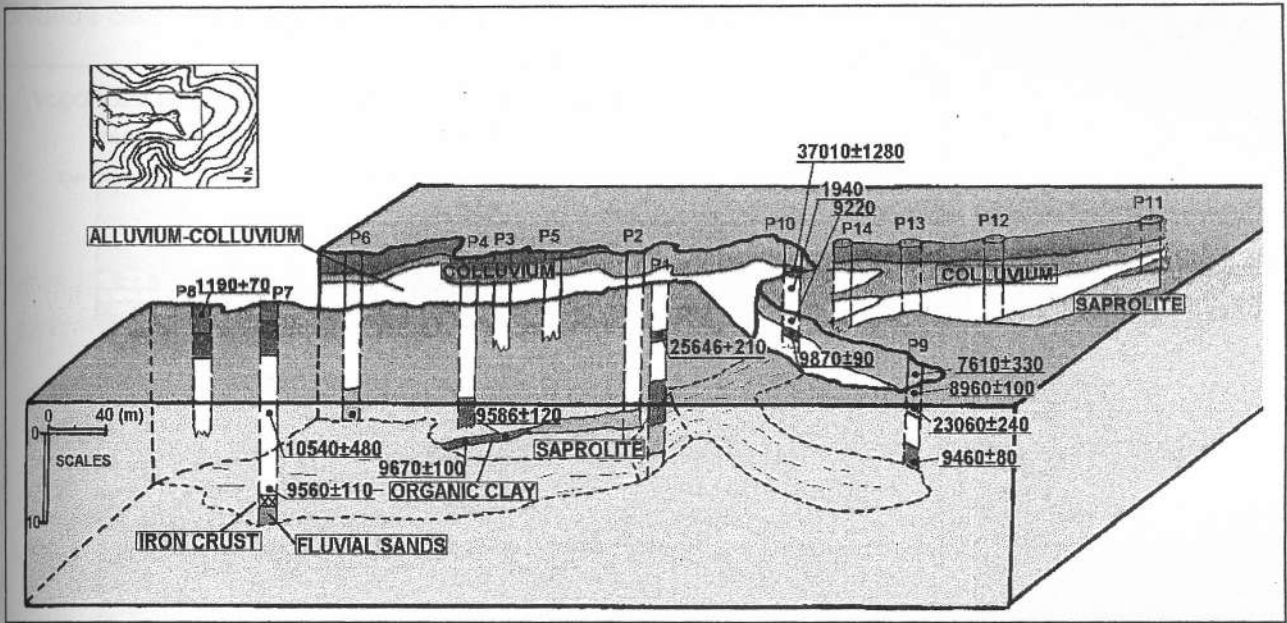


Figura 21 – Mapa estratigráfico da EEBV baseado em datações via C^{14} , demonstrando a superposição de camadas relacionadas à sedimentação quaternária, com depósitos fluviais e de encosta. (Fonte: COELHO NETTO et al. 1994).

A figura 21 demonstra que na porção inferior do anfiteatro da EEBV, na base dessa camada de alúvio-colúvio, foram identificadas camadas de argilas orgânicas e depósitos fluviais. Esses depósitos de origem fluvial revelam uma paleo-topografia que foi soterrada pela agradação dos fundos de vale, e configuram inversões estratigráficas (COELHO NETTO et al, 1994).

Esses depósitos aluvio-coluvionares foram recobertos por colúvios mais antigos, quando o entulhamento dos fundos de vale elevou o nível de base desses anfiteatros de cabeceiras de drenagem em relação à rede de canais. Formaram-se então novos depósitos coluviais, através do estoque de materiais mais antigos proveniente das encostas.

O fornecimento de material e a formação desses depósitos coluviais cessaram por volta de 8.000 anos AP, com o início de um período de relativa estabilidade morfodinâmica, só interrompida devido à mudanças na paisagem promovida pelo homem no século XIX. Abaixo desses depósitos quaternários os autores descrevem uma camada saprolítica originada da alteração do gnaiss da Unidade São João, que é o substrato geológico local.

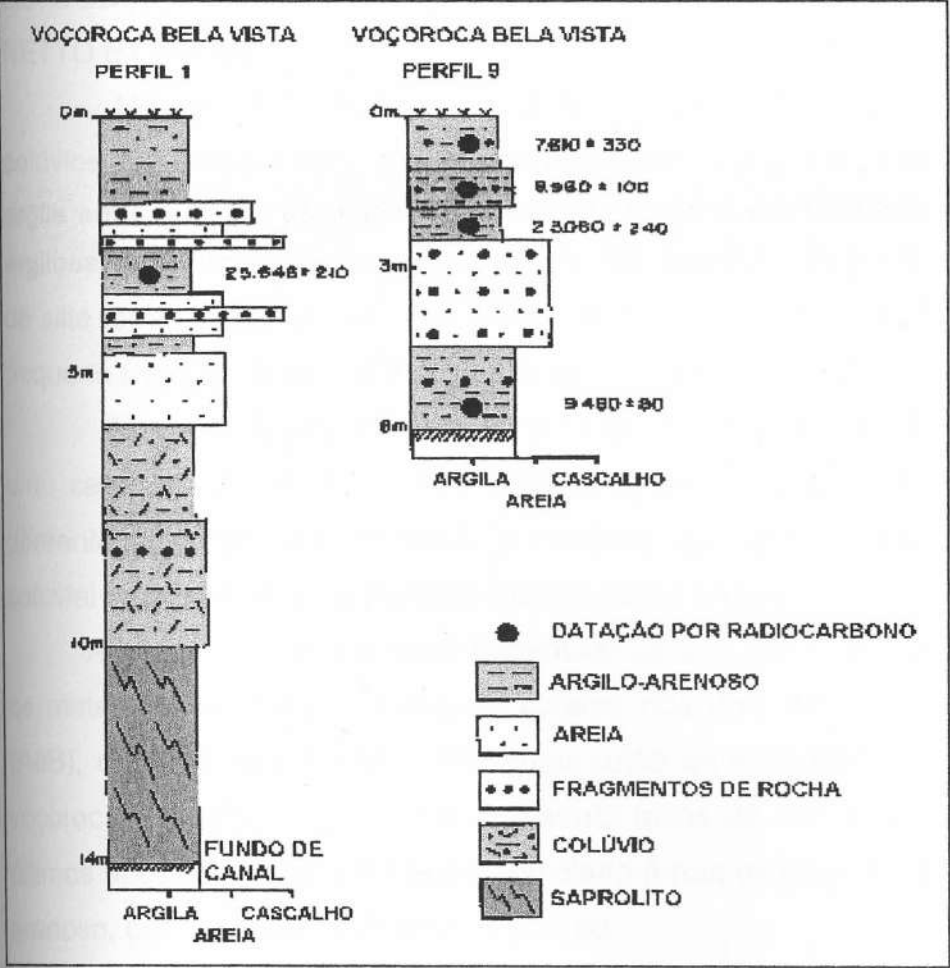


Figura 22 – Perfis estratigráficos localizados na porção superior da voçoroca da EEBV, (COELHO NETTO et al, inédito)

Com base nas sondagens realizadas na EEBV em julho de 2000 para instalação de poços e piezômetros para a ampliação da rede de monitoramento da água subterrânea, ROCHA LEÃO et al. (2001) definiram pelo menos três camadas com materiais distintos nas cabeceiras da porção superior da EEBV. Os trabalhos de caracterização foram realizados em amostras retiradas de furos abertos com trado mecânico em um perfil localizado a montante do dígito ativo da porção superior da voçoroca.

Da caracterização textural, feita em campo durante a abertura dos poços, foi possível a determinação de uma topossequência preliminar por MORAIS SILVA (inédito) e LEAL (2004). Neste perfil pode-se verificar a presença de um conjunto de Colúvios sobre um Saprolito e, ainda, uma camada de um aluvio-colúvio, com textura arenosa, como descrito anteriormente por COELHO NETTO ET (op cit).

No perfil localizado a montante do dígito ativo da porção superior os colúvios apresentam textura predominantemente arenosa com presença de silte e argila em diferentes quantidades, sendo a porção superficial (até 2 metros) areno-argilosa e a porção inferior areno-siltosa. No Saprolito, os percentuais de areia e de silte foram similares, sendo a classificação Areno-Siltoso ou Silto-Arenoso com pequena fração argilosa. O alúvio-colúvio apresentou classificação Areno-Siltoso.

No perfil localizado a montante do dígito semi-estabilizado observa-se uma camada coluvial de textura argilo-arenosa entre 2 e 4m de profundidade, diferentemente do perfil localizado a montante do dígito ativo, onde essa camada coluvial mais superficial apresenta textura areno-argilosa.

A textura do colúvio mais superficial parece ser a principal diferença entre os materiais localizados acima da cabeça dos dois dígitos da porção superior (AeB), que são associados a diferentes rotas de expansão do canal erosivo da voçoroca. De fato, o dígito que apresenta taxas de recuo mais aceleradas nos últimos anos é justamente aquele associado à rota de expansão pelo colúvio mais arenoso, portanto mais suscetível à erosão.

Resultados de caracterização geotécnica, baseados em extração de blocos indeformados nas paredes da voçoroca nos dois dígitos da porção superior

indicam que, de fato, o colúvio do dígito ativo (A) apresenta propriedades mecânicas que lhe conferem um menor grau de estabilidade em relação ao colúvio do dígito semi-estabilizado (B), sendo esse o mais resistente a erosão MORAIS SILVA (inédito).

No entanto, essa diferenciação na resistência dos materiais à remoção não pode ser considerada como único fator responsável pela diferenciação das taxas de recuo desses dois dígitos, que parecem se relacionar mais diretamente com a hidrologia subterrânea e com a relação de vizinhança com as cabeceiras adjacentes, como sugerido por COELHO NETTO (2003) e LEAL (2004).

Em relação às características pedológicas superficiais (metro superior do solo), que são fundamentais na regulação da infiltração da água da chuva, os trabalhos conduzidos por DEUS (1991) indicam uma textura argilo-arenosa para os primeiros 15 cm do solo.

O autor indica que entre 20 e 40 cm essa tendência se inverte, com o solo passando a apresentar uma textura areno-argilosa, explicada pela presença de uma densa malha de raízes finas, que favorece a percolação da água de infiltração que transporta as argilas para camadas mais profundas do solo.

Segundo DEUS (1991), a partir da profundidade de 40 cm, a textura volta a apresentar uma concentração de argilas, sendo que a 60 cm a textura é argilo-arenosa (teor de argila =60%), tornando-se relativamente homogênea até a profundidade de 260cm.

A presença de um horizonte de concentração de argilas a partir de 60 cm é considerada um fator relevante para a movimentação da água no solo, já que os fluxos de infiltração atravessam camadas com comportamento hidráulico diferenciado.

CAMBRA (1998) também caracterizou a textura dos solos superficiais da EEBV em encostas situadas a montante dos dígitos ativos da voçoroca (porção superior e porção inferior). O autor também cita uma concentração de argilas a partir dos 40 cm, com horizontes argilosos a partir de 60 cm em seis trincheiras localizadas em diferentes porções das encostas.

IV.2.2. Cobertura Vegetal do Anfiteatro da EEBV

O anfiteatro da EEBV é quase totalmente ocupado por gramíneas e vegetação herbácea rasteira utilizadas para pastagem. Em alguns poucos trechos desenvolvem-se agrupamentos de espécies arbóreas pioneiras e secundárias, sendo que a vegetação pode ser classificada como campo sujo. Esse tipo de cobertura vegetal é muito comum em todo médio vale do rio Paraíba do Sul, onde a cobertura florestal foi substituída por cafezais ainda no século XIX. A pecuária extensiva que sucedeu os cafezais estabeleceu a cobertura atual, caracterizada por pastagens pontilhadas de campos sujos e fragmentos de tamanho variado de vegetação arbórea.



Figura 23 –Foto das tipologias vegetais presentes no anfiteatro da EEBV:

1 – Gramíneas; 2 – Agrupamentos de Pioneiras; 3 – vegetação arbustiva (*melastomataceae*); 4 – Vegetação Pioneira Arbórea. -

Essas pastagens são tradicionalmente manejadas por pastoreio e queimadas, que inibem a regeneração natural do estrato arbóreo e garantem o retorno da cobertura de gramíneas, embora a manutenção desse manejo provoque a degradação das pastagens, que se tornam mais rarefeitas. Quando os pastos não são manejados por capina nem sofrem a ação de queimadas entram em regeneração natural, formando agrupamentos herbáceos arbustivos de plantas pioneiras que começam a recolonização. Em alguns casos a sucessão pode gerar pequenos fragmentos de vegetação secundária com predomínio de árvores, principalmente nos eixos das concavidades.



Figura 24 – Foto do processo sucessional em pastagens abandonadas na EEBV. Após a recolonização homogênea promovida pela cobertura arbustiva (*melastomataceae*), árvores pioneiras de embaúba começam e se estabelecer formando um estágio sucessional inicial de recomposição da cobertura vegetal.

DEUS (1991) em mapeamento da cobertura vegetal conduzido no anfiteatro da EEBV associado ao estudo da proliferação de formigas saúva e as conseqüências para a recarga dos fluxos de água sub-superficiais, identificou sete tipologias vegetais no anfiteatro, a saber:

- 1 - *Gramineae paspalum*
- 2 - *Gramineae paspalum* + Tufos
- 3 - *Gramineae paspalum* + Plantas Herbáceas
- 4 - Plantas herbáceas
- 5 - Arbusto (*Melastomatácea* – *Clidemia*)
- 6 - *Gramineae Imperata brasiliensis*.
- 7 - Bambuzal.

Segundo DEUS (1991) as espécies vegetais se distribuem na área obedecendo as diferentes situações de umidade do solo, acompanhando a morfologia do terreno. Enquanto que a gramínea *paspalum* e várias outras espécies herbáceas concentram-se nos segmentos côncavos das encostas, as áreas convexas são ocupadas pela gramínea *Imperata brasiliensis*.

O pastoreio extensivo e a recorrência de queimadas produzem um mosaico de tipologias vegetais que recobrem a área, com essas práticas de manejo mantendo áreas limpas para o pastoreio. As áreas queimadas são recolonizadas pelas gramíneas identificadas por DEUS (op cit) associadas a outras plantas pioneiras (herbáceas). Com a ausência do fogo surge uma espécie arbustiva (família melastometacea) que ocupa principalmente as encostas convexas (figuras 24 e 25).

Essa cobertura é considerada destruidora de pastagens e por isso foi, segundo relatos locais, tradicionalmente combatidas por queimadas. Esse ciclo, associado às práticas de manejo tradicionais, acarretou no atual quadro da cobertura vegetal, semelhante ao descrito por DEUS (1991), que dificulta o estabelecimento de cobertura vegetal com estrutura arbórea, associada a estágios sucessionais mais avançados.

Em uma concavidade tributária da porção inferior do eixo central do anfiteatro ocorre uma pequena mancha de cobertura arbórea de aproximadamente 100 m². Esse pequeno agrupamento de árvores é composto por espécies secundárias típicas da região, mas que não foram identificadas no decorrer desse trabalho.

A vegetação apresenta um dossel contínuo, mas pelos menos duas das espécies apresentam comportamento decíduo, perdendo as folhas durante os meses de estiagem. A cobertura do topo do solo revela uma camada de serrapilheira pouco estruturada, com o Horizonte O1 sendo predominante em relação ao Horizonte O2, que é ausente ou incipiente.

A Figura 27 revela o mosaico de tipologias vegetais mapeados em 1999 onde foram agrupadas as tipologias com predomínio de gramíneas, e destacadas as formações arbustivas, pioneiras e o pequeno fragmento de vegetação arbórea.

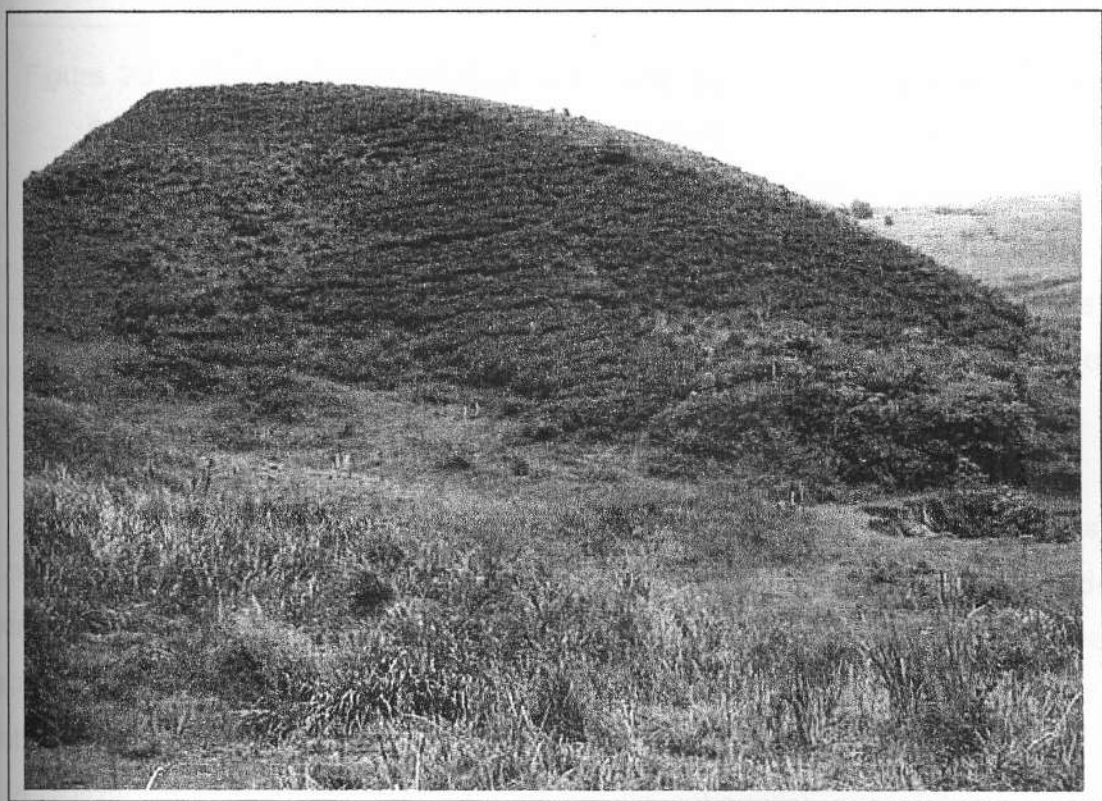


Figura 25 – Fotografia mostrando a ocupação das pastagens da EEBV por coberturas arbustivas. Revela ainda a recuperação da pastagem no fundo do vale, devido a estação chuvosa e a diminuição do pastoreio durante alguns meses em função do manejo adotado na fazenda.

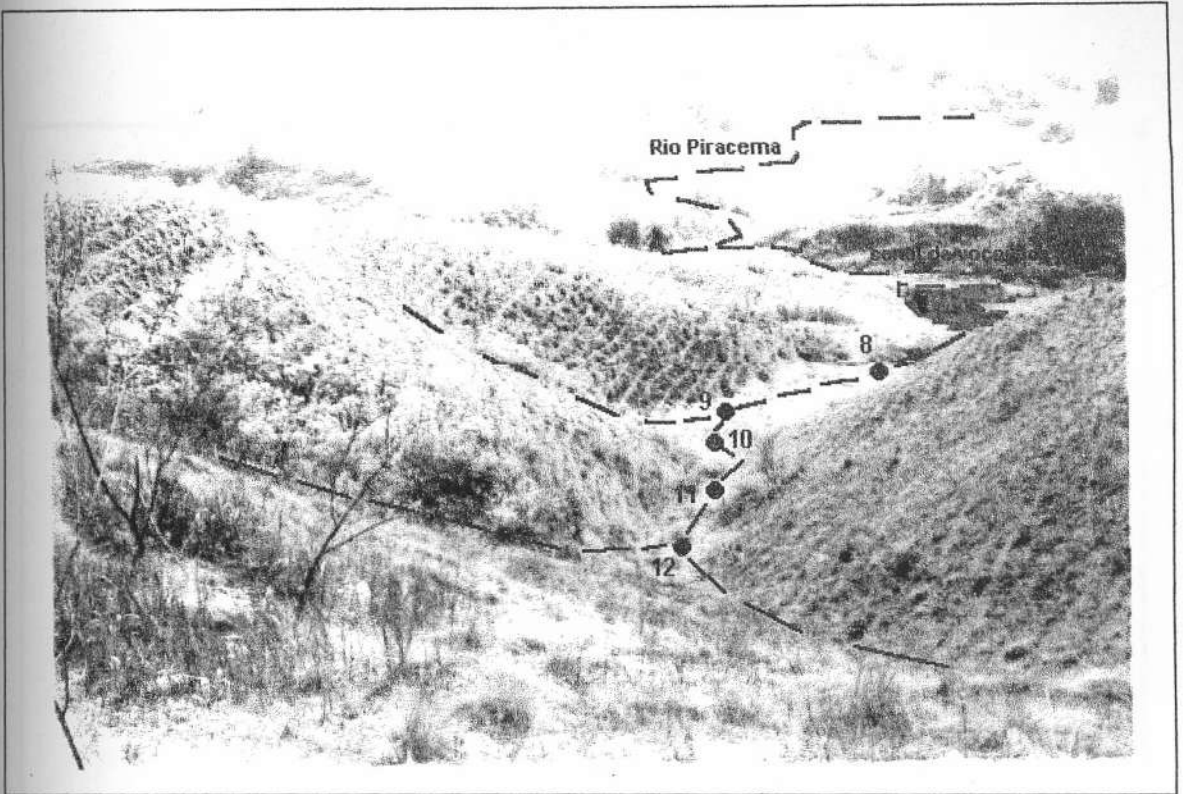


Figura 26 – Fotografia de 1996 da concavidade tributária da porção inferior do anfiteatro da EEBV. Aspecto da cobertura de pastagem após uma queimada ocorrida na estiagem de 1995. As árvores jovens e os arbustos queimados revelam a interrupção da sucessão natural pelo fogo. O perfil representado indica estações de monitoramento hidrológico implementadas na área. Essa concavidade foi selecionada para o experimento com revegetação que foi conduzido no presente trabalho (modificado de CAMBRA, 1998).

As figuras 25 e 26 indicam as diferenças na cobertura de gramíneas em função das queimadas que são recorrentes no anfiteatro da EEBV. Pode-se perceber que o fogo prejudica a cobertura vegetal como um todo, mas as gramíneas parecem mais adaptadas a esse manejo, pois conseguem rebrotar e cobrir totalmente o solo já na próxima estação chuvosa (geralmente as queimadas são realizadas durante a primavera, no fim da estiagem), enquanto as espécies arbustivas e arbóreas necessitam de um tempo maior para recuperação.

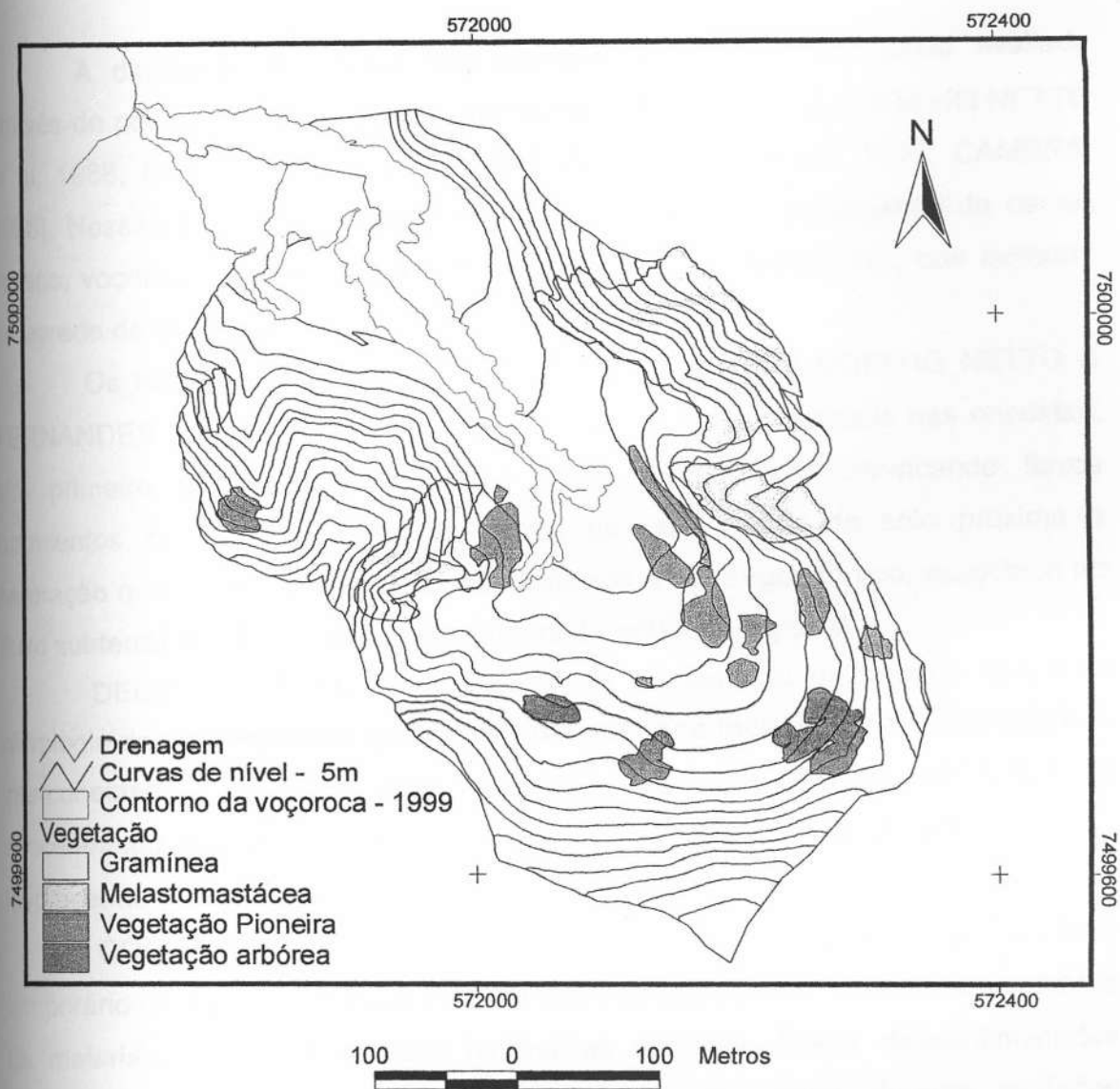


Figura 27 - Mapa da Cobertura Vegetal da Estação Experimental da Fazenda Bela Vista em 1999, obtido via DGPS MARCH I. Foram definidos quatro tipos de cobertura, agrupando algumas das classes sugeridas por DEUS (1991).

IV.2.3. Dinâmica Hidrológica das Encostas

A dinâmica hidrológica das encostas da EEBV vem sendo avaliada através de pesquisas baseadas em monitoramentos de campo (COELHO NETTO et al, 1988; COELHO NETTO & FERNANDES, 1990; DEUS, 1991; CAMBRA, 1998). Nessas pesquisas desenvolveu-se um modelo de propagação de canais incisos, voçorocas, através de formação de fluxos sub-superficiais, que exfiltram na parede da voçoroca da EEBV.

Os trabalhos de COELHO NETTO et al, (1988) e COELHO NETTO & FERNANDES (1990) indicam dois tipos de fluxos sub-superficiais nas encostas. Um primeiro associado a aquíferos locais temporários, provocando fluxos turbulentos no interior de ductos dentro de uma matriz de solo próxima a saturação que se forma nos períodos chuvosos e um segundo tipo, associado ao fluxo subterrâneo permanente, proveniente do aquífero regional.

DEUS (1991) demonstra o papel da proliferação da formiga saúva na hidrologia dessas encostas, que, ao escavarem uma rede de canais subterrâneos interconectados, fornecem uma rota preferencial de recarga das zonas de concentração de água dentro do solo, principalmente nos períodos úmidos, favorecendo a percolação da água (Figura 28).

COELHO NETTO (op cit) indica que a produção do fluxo sub-superficial temporário ocorre em zonas de concentração de água dentro do solo, em contatos de materiais com propriedades hidráulicas distintas. Essas discontinuidades hidráulicas formam uma zona de saturação temporária durante períodos chuvosos, na profundidade onde se estabelece o contato entre as coberturas sedimentares aluvio-coluvionares/coluvionares e o saprolito, notadamente onde esse se apresenta com textura mais argilosa.

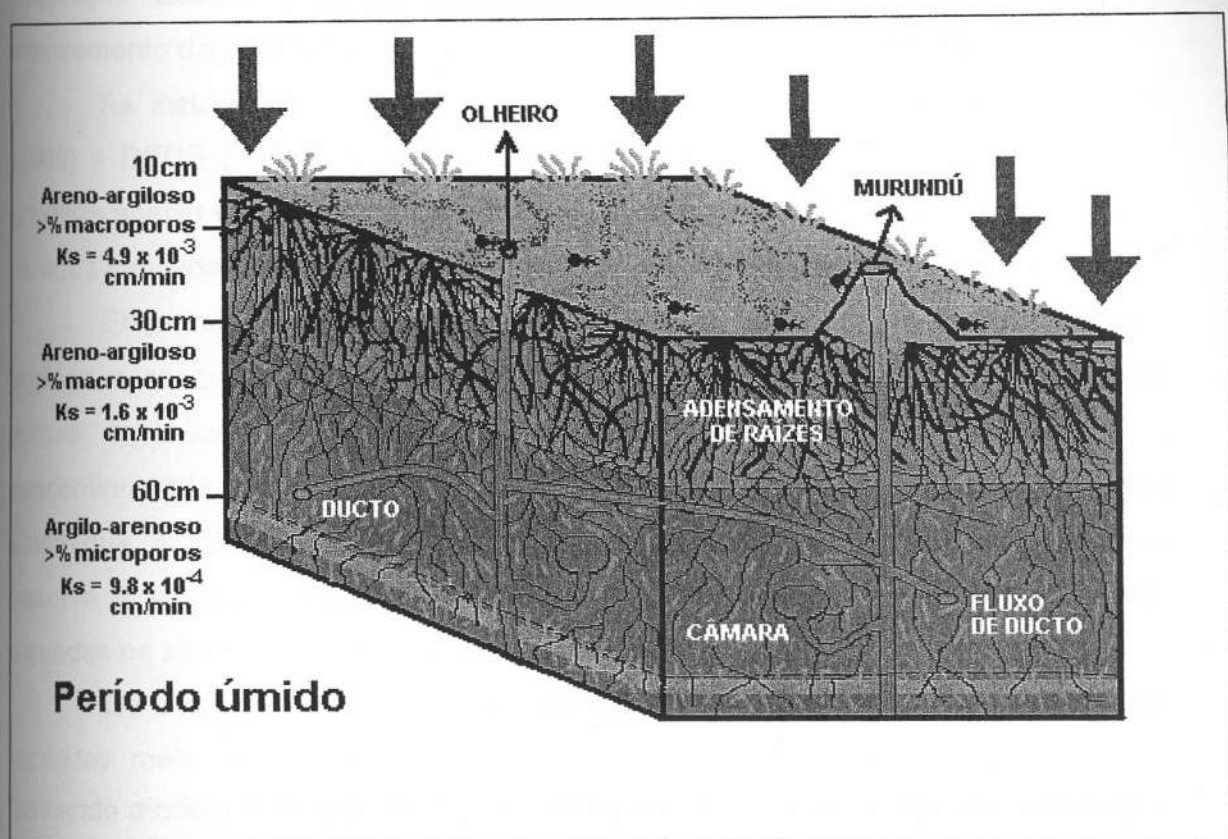


Figura 28 – Desenho esquemático revelando a influência das escavações promovidas pela formiga saúva na hidrologia do topo do solo na EEBV. Extraído de DEUS (1991) e CAMBRA (1998) .

DEUS (op cit), avaliando dados de tensiometria no topo do solo das encostas da EEBV, acoplados as simulações de chuvas artificiais em parcelas experimentais, identificou um processo de avanço vertical acelerado da frente de umidade. Nas simulações encontrou taxas elevadas de infiltração nas parcelas com formigueiros, evidenciando um sistema rápido de drenagem da água da chuva, devido à estruturação sub-superficial desses formigueiros, que apresentam um aumento de porosidade total em profundidade.

Segundo essas pesquisas, o ambiente de pastagem extensiva é altamente favorável a infiltração da água da chuva, não só pelo papel desempenhado pelas escavações de túneis pela formiga saúva, mas também devido à presença de um denso sistema radicular, associado a gramínea

pasallum. Essa cobertura vegetal possui um enraizamento superficial, com um adensamento da malha de raízes finas entre 20 e 40 cm de profundidade.

As instrumentações de campo conduzidas por COELHO NETTO et al (1988) e DEUS (1991), indicam a formação de uma zona de concentração de umidade abaixo da zona de raízes, devido à desaceleração da percolação vertical da água causada pela presença de uma camada subjacente menos permeável.

Enquanto a zona de 20-40 cm é caracterizada por uma textura areno-argilosa e concentra o sistema radicular, a zona entre 40 e 60 cm apresenta textura argilo-arenosa e rarefação do sistema radicular, sendo evidente a descontinuidade hidráulica entre essas duas camadas. DEUS (op cit) destaca ainda que a evapotranspiração produzida pela cobertura de gramíneas, que absorve a água do solo pelas raízes, pode produzir poro-pressões negativas elevadas na zona de adensamento de raízes.

Os autores ressaltam o aumento da umidade em profundidade, pois nas camadas mais profundas a água não sofre efeito da absorção pelas raízes, indicando ainda a formação de fluxos sub-superficiais rasos no sentido montante – jusante, provenientes das encostas laterais.

Esses fluxos geram uma concentração de umidade no eixo das concavidades, provenientes tanto da percolação vertical, quanto dos fluxos sub-superficiais rasos oriundos das áreas de alta e média encosta. Esse processo de concentração de umidade no eixo das concavidades, pode gerar um fluxo sub-superficial de saturação, tal qual proposto por DUNNE (1970), notadamente na estação chuvosa.

Nesses períodos de concentração de chuvas, a combinação da cobertura de gramíneas com a função escavadora das formigas saúvas, gera uma rota rápida de drenagem sub-superficial, envolvendo percolação vertical com descontinuidades hidráulicas e fluxos sub-superficiais rasos laterais.

V – Objetivos

O objetivo dessa pesquisa é gerar subsídios para o entendimento da expansão de rede de canais, via propagação de voçorocas, em cabeceiras de drenagem do médio vale do rio Paraíba do sul. O entendimento dos processos hidrológicos e dos mecanismos erosivos é visto como fundamental para o desenvolvimento de metodologias para o *controle de voçorocamentos em cabeceiras de drenagem*.

Através de uma abordagem geo-hidroecológica objetiva-se diagnosticar as variáveis que controlam a dinâmica hidrológica das vertentes e fundos de vales da Estação Experimental da fazenda Bela Vista (EEBV), vista como área piloto para o estudo de voçorocas em cabeceiras de drenagem. Procura-se ainda, de forma específica, atingir os seguintes objetivos:

- 1) Discutir a propagação de voçorocas em cabeceiras de drenagem, apontando as relações existentes entre a dinâmica hidrológica subterrânea e o recuo remontante dos voçorocamentos.
- 2) Avaliar as resultantes hidro-erosivas do rebaixamento do nível freático e do nível de base nas cabeceiras da EEBV, ocorridos em função da incisão linear e do recuo remontante da voçoroca, na determinação dos gradientes hidráulicos responsáveis pela dinâmica hidrológica sub-superficial.
- 3) Avaliar os processos de recarga local dos fluxos sub-superficiais nas encostas da EEBV, identificando as resultantes dos estágios iniciais de revegetação na re-estruturação física do topo do solo, na infiltração dos fluxos de chuva e na produção do escoamento superficial.

VI. METODOLOGIA

A presente pesquisa foi conduzida através do monitoramento hidrológico das encostas situadas na Estação Experimental da Fazenda Bela Vista (EEBV), entre os anos de 2000 e 2004. Durante o monitoramento foram registrados as entradas de chuvas locais e regionais, o comportamento da água subterrânea, os processos de recarga no metro superior do solo (zona não saturada) e a produção de fluxo superficial nas encostas.

Procurou-se relacionar os fluxos hidrológicos nas encostas aos mecanismos erosivos associados à progressão remontante do voçorocamento, tentando decodificar a possível contribuição de água subterrânea proveniente de um vale vizinho, que é suspenso topograficamente em relação ao anfiteatro EEBV.

Foram também conduzidos levantamentos topográficos em 1999, 2001 e 2002 e digitalizados levantamentos anteriores realizados pelo GEOHECO entre 1982 e 1994, para determinação das taxas de recuo e de incisão linear promovida pela expansão da voçoroca nas cabeceiras da EEBV, sendo registrado o avanço do perímetro da voçoroca (contornos) e o recuo dos níveis de base locais no canal da voçoroca.

Para decodificar os processos de recarga (entrada no solo da água da chuva) nas cabeceiras da EEBV, foi selecionada uma concavidade do tipo estrutural com área de 1,5ha, tributária de um dos dígitos da porção inferior da voçoroca.

Nessa concavidade foi conduzido um experimento de revegetação induzida, com a interrupção das práticas agrícolas usuais (fogo e pastoreio extensivo de gado bovino), para se monitorar as alterações hidrológicas no metro superior do solo, oriundas dos estágios iniciais da revegetação. A revegetação começa a transformar a cobertura de gramíneas em uma cobertura herbácea-arbustiva, típicas de pastagens abandonadas em processo de regeneração natural, que são características na área de estudo.

Devido a grande diversidade de parâmetros associados à produção dos fluxos sub-superficiais nas encostas da EEBV, que controlam a progressão

remontante do voçorocamento, a metodologia foi dividida em duas partes: uma primeira associada a relação entre os fluxos subterrâneos e as taxas de recuo do voçorocamento; outra voltada para a compreensão da relação entre os tipos de cobertura vegetal (inclusive estágios iniciais de revegetação) e os processos de recarga dos fluxos sub-superficiais nas encostas da EEBV.

VI.1. Fluxos subterrâneos e a propagação remontante da voçoroca

VI.1.1. Mensurações Topográficas e Taxas de Recuo do Voçorocamento.

A partir de mensurações anteriores conduzidas pelo GEOHECO foram estabelecidas às taxas de recuo da voçoroca Bela Vista entre 1982 e 1994, sumarizadas por COELHO NETTO (1997).

Esses contornos foram obtidos através de topografia convencional, com o uso de poligonais estabelecidas por teodolito, que produziram o levantamento Plani-altimétrico da EEBV em 1982 e serviram de base para os levantamentos posteriores. A partir de então mais três contornos (perímetro da voçoroca) foram obtidos, nos anos de 1984, 1987, 1994 pela equipe do GEOHCO, revelando uma progressão preferencial em três canais-dígitos tributários do eixo-tronco central da voçoroca (Figura 29).

O monitoramento da progressão remontante, realizado através da superposição dos perímetros da voçoroca obtidos em diferentes anos, foi então focado em quatro segmentos da voçoroca, a saber: A – canal-dígito ativo da porção superior; B – Canal-dígito semi-estabilizado; C – canal-dígito ativo da porção inferior; D – recuo lateral do eixo tronco-central.

O cálculo de taxas para diferentes segmentos da voçoroca permitem a mensuração da erosão regressiva diferencial promovida pelo voçorocamento, que segue rotas preferenciais de expansão remontante em função de fatores ligados a dinâmica hidrológica sub-superficial e as características dos materiais. Permitem

ainda discutir o processo de dissecação promovido pela voçoroca, relacionando as taxas de incisão linear, recuo lateral e progressão remontante.

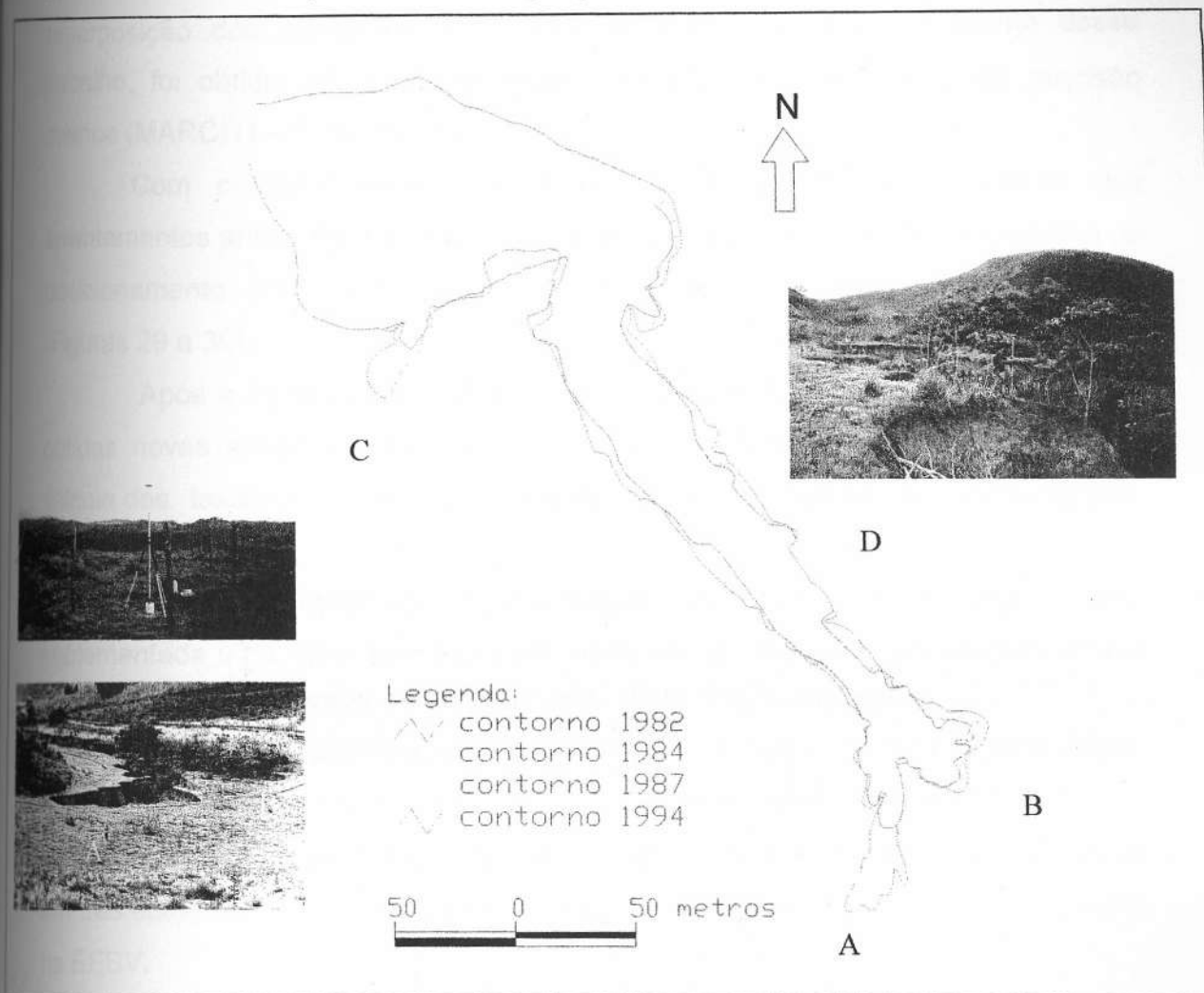


Figura 29 – Mapeamentos do perímetro da voçoroca (contornos) conduzidos entre 1982 e 1994 pela equipe do GEOHECO. Esses levantamentos foram conduzidos via topografia convencional com teodolitos, através do traçado de poligonais fechadas e abertas e posterior demarcação do perímetro por pontos de amarração. Apenas o perímetro de 1994 cobriu toda a voçoroca, das cabeceiras até a confluência com o rio Piracema sendo que os demais foram restritos a porção média-superior da voçoroca, onde localizam-se os trechos de expansão por recuo lateral e remontante. Esses contornos foram plotados em escala 1:500 em base plani-altimétrica que cobre o anfiteatro e que foi realizada em 1982. A figura foi produzida através da digitalização dos perímetros no *autocad*.

Para o desenvolvimento dessa pesquisa, esses levantamentos anteriores foram digitalizados no software *AUTOCAD*, gerando um arquivo com a superposição dos contornos. Em 1999, no início do desenvolvimento desse trabalho, foi obtido um contorno através da utilização de DGPS de precisão métrica (MARCH I – CORVALIS).

Com o geo-referenciamento de alguns pontos de amarração dos levantamentos anteriores, foi possível integrar esses levantamentos ao sistema de posicionamento implantado para a presente pesquisa em uma base digital (Figuras 29 e 30).

Após a digitalização dos levantamentos anteriores no *AUTOCAD*, foram obtidas novas medições do contorno em 1999, 2001 e 2002, possibilitando o cálculo das taxas de recuo em m^2/ano durante todo o período de monitoramento (1982 - 2002).

Para o monitoramento da progressão remontante do voçorocamento foi implementada uma rede geodésica no município de Bananal, em parceria com o Laboratório de Cartografia coordenado pelo Prof. Paulo Menezes.

Os pontos geodésicos foram obtidos a partir de uma triangulação, baseada no vértice de Barra Mansa, que faz parte da rede GPS do IBGE. A partir do rastreamento de satélites, feita por DGPS *ASHTECH* de precisão geodésica, em três estações simultaneamente, conseguiu-se estabelecer um marco geodésico na EEBV.

Com a instalação de um marco geodésico na EEBV, foi possível obter os contornos do voçorocamento a partir de 1999, fixando um aparelho DGPS na base, ajustada às coordenadas do marco, e permitindo que o outro aparelho DGPS realiza-se caminhamentos geo-referenciados, determinando o perímetro da voçoroca e as taxas de expansão dos diferentes segmentos monitorados.

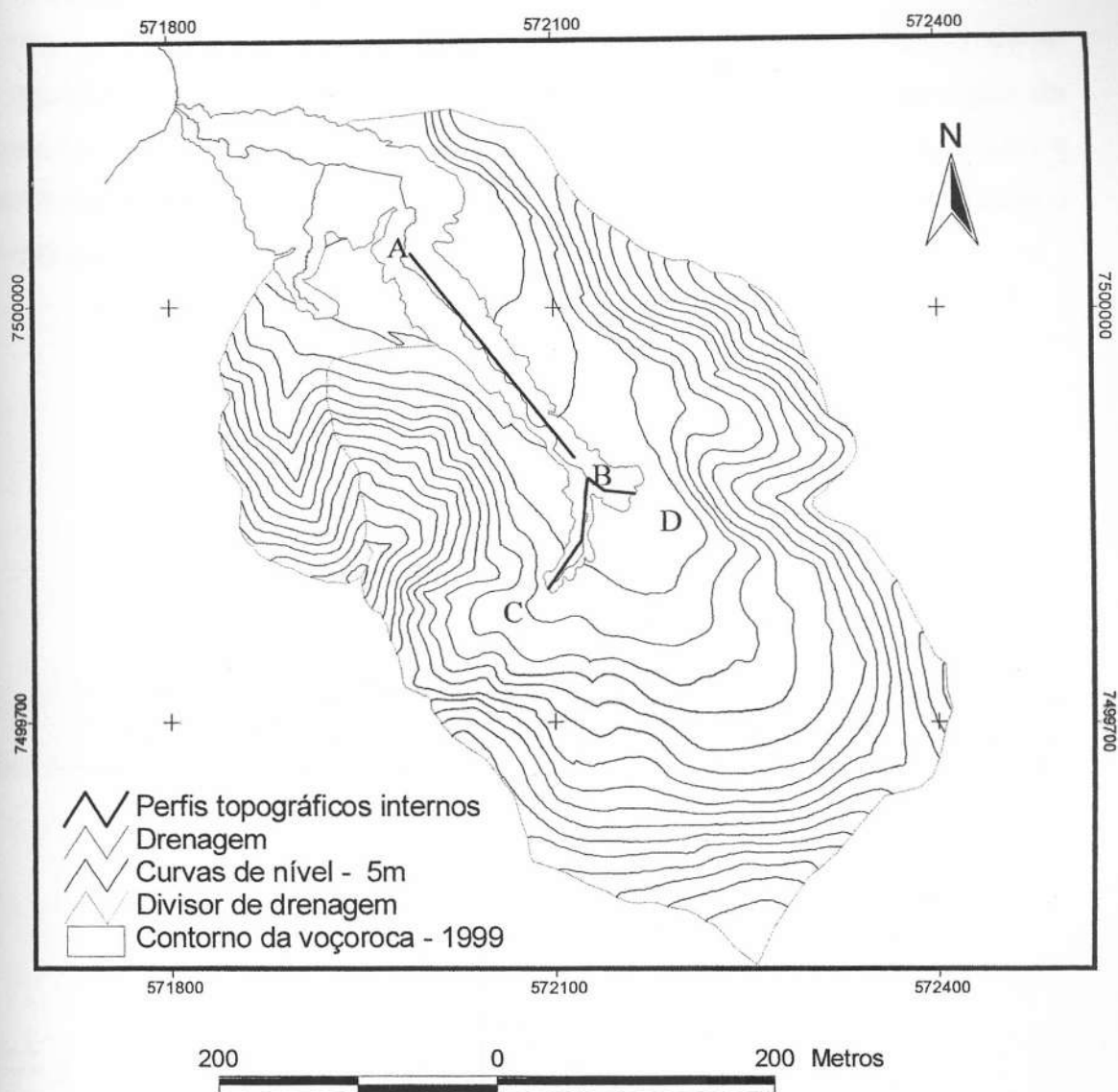


Figura 30 – Mapa topográfico da Estação Experimental da Fazenda Bela Vista, com o contorno da voçoroca obtido em 1999 e a localização dos perfis topográficos mensurados no interior da voçoroca para o monitoramento das taxas de incisão linear nos diferentes segmentos da voçoroca (A-B eixo do tronco central; B-C dígito ativo; B-D dígito semi-estabilizado).

Esses procedimentos permitiram também o cálculo da diminuição da área de contribuição de drenagem para a cabeça do dígito ativo da porção superior entre 1982 e 2002, pois os respectivos perímetros foram plotados em uma mesma base georeferenciada. A área de contribuição de drenagem de um dígito da voçoroca foi definida como aquela que compreende as encostas que se situam a montante da cabeça do canal, e que, devido a morfologia do terreno, induzem a convergência de fluxos para esse ponto.

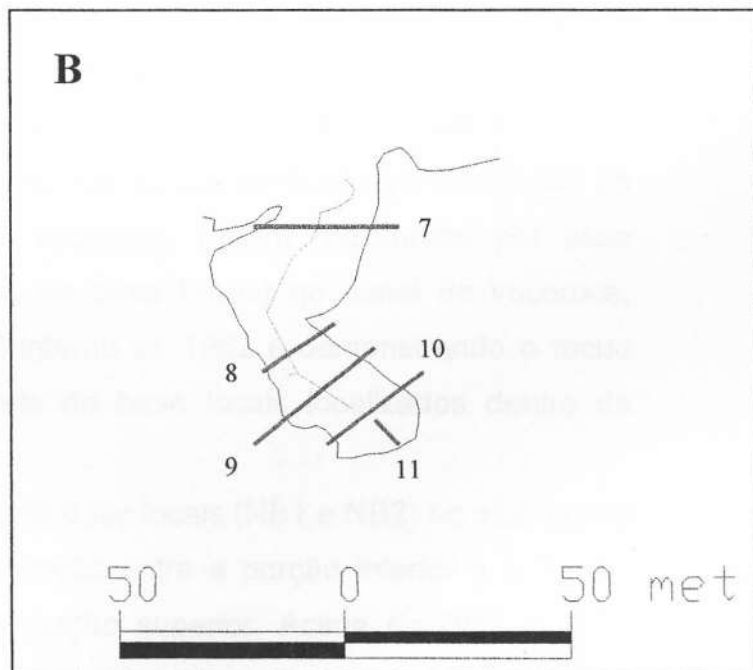
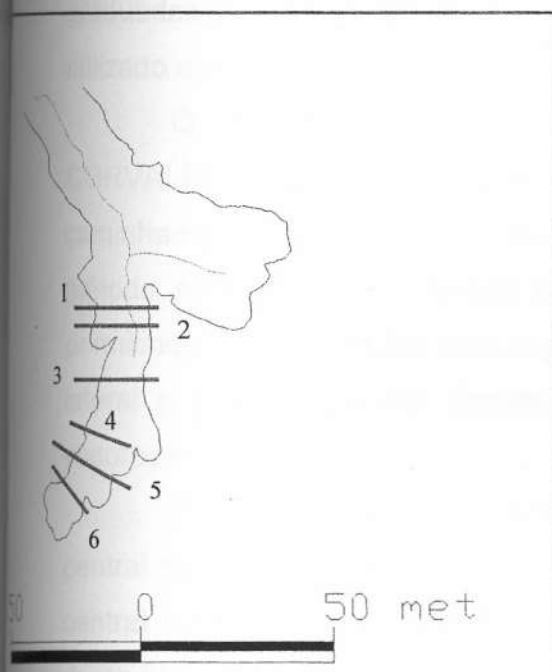
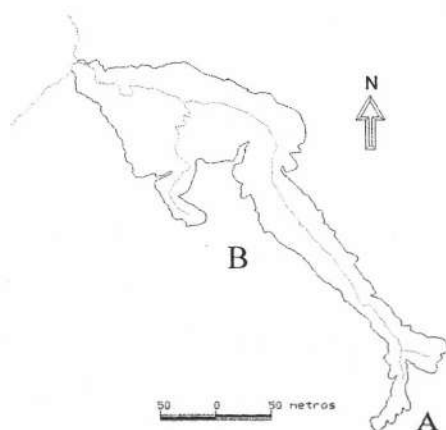


Figura 31 - Localização dos perfis topográficos transversais ao canal da voçoroca mensurados no ativo da porção superior (A) e no canal-dígito ativo da porção inferior (B) em julho de 1999.

VI.1.2. Mensurações Topográficas e Recuo dos Níveis de Base Locais no Canal da Voçoroca.

As mensurações topográficas realizadas no canal da voçoroca em 1982 e que foram obtidas pelo sistema de poligonação tradicional via teodolito, forneceram dados plani-altimétricos em toda extensão dos canais internos da voçoroca (eixo principal e dígitos), possibilitando a reconstituição de seu perfil topográfico interno de 1982. Nesse perfil foram identificados dois níveis de base locais (rupturas de declive), que segundo COELHO NETTO et al (1988) regulam os gradientes topográficos dentro da voçoroca e afetam a propagação do voçorocamento.

Foram então conduzidos dois levantamentos de campo, nos meses de julho de 2000 e 2001, para se realizar os perfis topográficos longitudinais do fundo da voçoroca, saindo da confluência com o rio Piracema e indo até os dígitos das porções superiores, nas cabeceiras do anfiteatro da EEBV (Figura 30). Esses levantamentos foram realizados com nível manual de precisão centimétrica, miras graduadas e trena de 50 m. Como não apresentaram variação de resultados foi utilizado apenas o de 2001 no presente trabalho.

O controle planimétrico foi estabelecido por DGPS (MARCH I – CORVALIS), estabelecendo coordenados nos pontos de mudança de direção do caminhamento interno pelo canal da voçoroca. Foram registradas por esse método as rupturas de declive (níveis de base locais) no canal da voçoroca, permitindo a comparação com o perfil interno de 1982 e demonstrando o recuo lateral e a incisão linear desses níveis de base locais localizados dentro da voçoroca.

Foram identificados dois níveis de base locais (NB1 e NB2) no eixo-tronco central da voçoroca, o primeiro na transição entre a porção inferior e a porção central da voçoroca e o segundo na porção superior. Acima do NB2, que foi destruído e dissecado pelo canal da voçoroca durante a década de 1980 e recuou para sua localização atual no canal-dígito semi-estabilizado, propagaram-se dois

níveis de base locais dentro do canal-dígito ativo da porção superior (NB2a e NB2b).

A comparação dos perfis internos de 1982 e 2001 permitiu ainda, relacionar os gradientes topográficos nas encostas nesses dois momentos distintos (1982 e 2001) e calcular as taxas de incisão promovida pelo voçorocamento no eixo principal e nos canais-dígitos da voçoroca.

VI.1.3. Regime Pluviométrico Local e Regional e o Monitoramento da Água Subterrânea.

VI.1.3.1 Chuvas Locais e Regionais e o Regime Pluviométrico

As entradas de chuva no anfiteatro da EEBV foram mensuradas através da instalação de um pluviômetro e um pluviógrafo em março de 2000. Os equipamentos forneceram registros contínuos até dezembro de 2003, quando se encerraram as mensurações para o presente trabalho.

O pluviógrafo é automático (autonomia semanal) e forneceu dados sobre total pluviométrico e intensidade da chuva na maioria dos eventos ocorridos na EEBV no período monitorado, pois ocorreram algumas interrupções para manutenção no equipamento. Semanalmente as folhas de registro eram trocadas pelo operador de campo que as enviava mensalmente para o GEOHECO, onde eram digitadas e armazenados em um banco de dados.

O pluviômetro é manual e é medido pelo operador de campo após cada evento de chuva. Além disso, também foram instalados 40 pluviômetros de 10cm de diâmetro ao redor dos coletores de escoamento superficial situados na área de revegetação induzida, que serviram de apoio ao cálculo do total pluviométrico sobre a EEBV em cada evento chuvoso.

As entradas de chuva em escala regional, fundamentais para se estabelecer uma relação com o aquífero regional, foram obtidas nas Estações Meteorológicas de Bananal (posto: D1-001) e da Serra da Bocaina (Posto: D1-

026), cedidos pelo Setor de Hidrologia do Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo.

Os dados dessas estações reproduzem, no primeiro caso o padrão de chuvas no compartimento de colinas e no segundo o compartimento montanhoso, ambos importantes para se relacionar o regime pluviométrico ao comportamento do aquífero regional, já que a bacia do Rio Piracema apresenta em seu interior os dois compartimentos acima mencionados.

Na estação Bananal foi possível resgatar uma série histórica que começa em 1939 e termina em 2003, e na estação da Serra da Bocaina a série se inicia em 1982 e termina em 2002 não cobrindo o ano de 2003 e com uma interrupção em 1986 devido à falta de coleta de dados nesses períodos.

VI.1.3.2. Monitoramento da Água Subterrânea.

O monitoramento da água subterrânea na EEBV foi conduzido através de instrumentação de campo, via instalação de poços medidores do nível freático acoplados a piezômetros para o monitoramento das cargas de pressão em diferentes profundidades e posições de encosta. Os piezômetros tipo Casagrande foram instalados a partir de furos realizados por trado mecânico e em furos de sondagens de percussão (SPT) e rotativas, em diversas campanhas de campo entre 1999 e 2002.

Os furos feitos a trado de percussão, assim como os feitos com trado rotacional foram feitos pela empresa Sondosolo, que foi contratada pela parceria do Laboratório GEOHECO com a COPPE/Geotecnia no projeto "Engenharia geotécnica e hidrologia no sistema encosta-planície costeira" (projeto 014/97) financiado pelo PRONEX (Programa de Apoio a Núcleos de Excelência - Consórcio CNPq/Capes/Finep).

Os demais furos de sondagem foram realizados pela equipe do GEOHECO com a utilização de um trado mecânico, sendo que no início da presente pesquisa já existiam 4 estações, instaladas na área desde 1995, que encontravam-se fora de operação e foram reativadas com o desenvolvimento desse trabalho.

Essas estações contavam com dois piezômetros cada, instalados em diferentes profundidades. Um primeiro localizado no contato entre a rocha alterada e os depósitos quaternários, e um segundo, mais profundo, no interior do saprolito. Esse procedimento decorreu do objetivo de se mensurar as cargas de pressão positiva dos dois aquíferos identificados na área por COELHO NETTO et al (1988): o temporário, situado na base dos depósitos quaternários, e o regional, situado na rocha alterada.

A partir de 2002, com os trabalhos conduzidos na EEBV por LEAL (2004) a rede de monitoramento foi ampliada, passando a contar com 15 estações compostas por um piezômetro e um poço medidor da altura do nível do lençol freático nas encostas da EEBV (com exceção dos quatro primeiros que contavam com dois piezômetros em profundidades distintas) e nas cabeceiras adjacentes de dois vales vizinhos (figuras 32, 33 e 34).

Nesse total estão incluídos os piezômetros instalados no início da década de 90, e nesses casos foram instalados novos poços acoplados a essas estações, para se estabelecer relações entre o nível do lençol freático e as cargas piezométricas.

Destaca-se que uma pequena coleção de dados, monitorados nessas estações durante 1996, foi resgatada no presente trabalho, sendo utilizadas para se relacionar as atuais cargas piezométricas observadas a montante do dígito ativo da porção superior e aquelas registradas num período anterior, quando a incisão linear promovida pela voçoroca era menos profunda.

As estações foram posicionadas seguindo um perfil traçado a partir da cabeça do dígito superior em direção ao divisor, seguindo pela mesma direção até o fundo do anfiteatro do vale vizinho. Nesse perfil foram instaladas três estações nas encostas do anfiteatro da EEBV e duas estações no vale vizinho (Figura 33 e 34).

Foi também implementado um novo perfil com mais quatro estações, seguindo pela direção do dígito estabilizado em direção a um outro vale vizinho, rebaixado em relação as cabeceiras da EEBV, relativos às pesquisas de Leal (2004)

desenvolvidas na EEBV sobre fluxos subterrâneos entre vales adjacentes nas cabeceiras da EEBV e dos vales vizinhos.

Para complementar a rede de monitoramento, integrando os dois perfis e permitindo a produção de mapas equipotenciais com determinação de rede de fluxos foi instalada uma estação dentro da voçoroca, composta por um poço e um piezômetro.

A Figura 33 demonstra todas as estações de monitoramento da água subterrânea existentes na EEBV e nos vales vizinhos, revelando a profundidade dos poços e piezômetros instalados e a cota da superfície do terreno em cada estação.

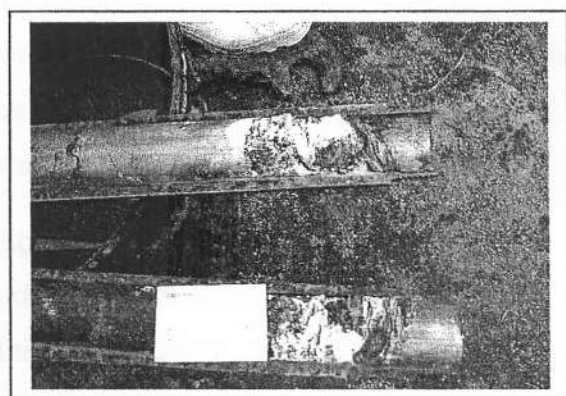
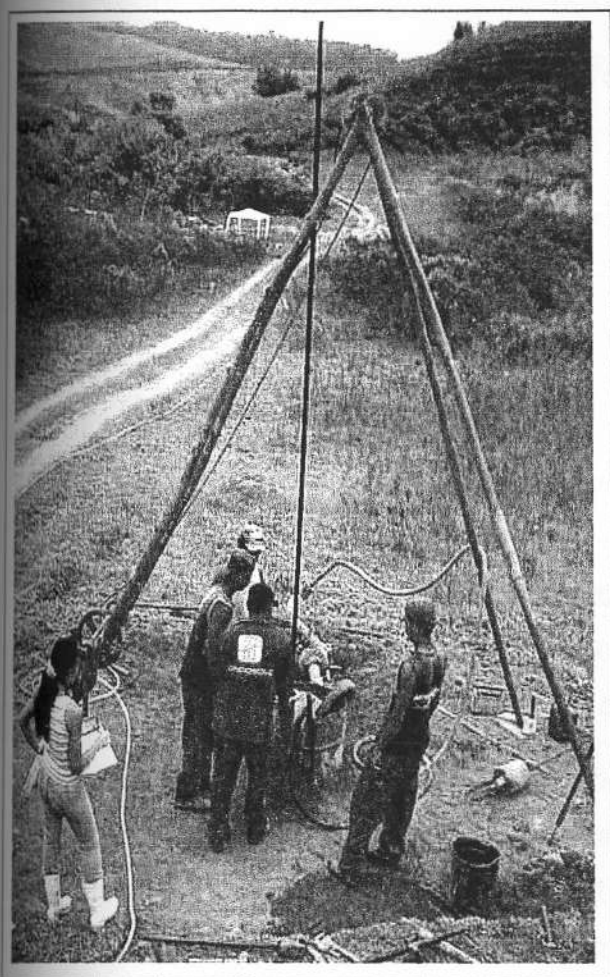


Figura 32 – Fotografias das sondagens realizadas no inverno de 2002 na área da EEBV. Os furos de sondagem serviram para instalação de novos poços e piezômetros e para coleta de matéria. Em detalhe o testemunho de um contato entre um solo coluvial e o saprolito subjacente.

Nº	Profundida des dos Poços (m)	Profundidades dos Piezômetros (m)	Cota da Superfície do Terreno	Cota de registro das cargas piezométricas	Tipo de Sondagem	Ano
1	2,65	5,30	32,5	27,2	SPT	2002
2	8,85	12,10	50,73	38,63	Trado Mecânico	1995
3	11,70	13,25	53,42	40,17	SPT	2002
4	6,85	7,2	56,38	49,18	Trado Mecânico	1995
5	12,00	14,10	59,69	45,59	SPT	2002
6	6,30	10,25	62,48	52,23	Trado Mecânico	1995
7	10,30	9,70	59,46	48,16	Trado Mecânico	2000
8	10	10	55,31	45,21	Trado Mecânico	2003
9	5,9	8,5	51,76	42,01	Trado Mecânico	2000
10	10,50	11,3	47,91	36,61	Trado Mecânico	2003
11a	11,00	8,10	41,77	33,67	SPT	2002
11b	11,00	22,80	41,77	18,97	rotativo	2002
12	10,10	9,75	51,7	41,6	SPT	2002
13	12,00	12,50	61,8	49,8	Trado Mecânico	2002
14	12,50	11,00	57,24	46,24	Trado Mecânico	2002
15	8,50	8,50	44,99	36,49	Trado Mecânico	2002

Figura 33 – Tabela com a rede monitoramento da água subterrânea com situação dos poços e piezômetros da EEBV e vales adjacentes. Cotas obtidas a partir de um *datum* arbitrário referente à cota do canal do Rio Piracema.

A figuras 33, 34 e 35 revelam a localização das estações nas encostas da EEBV e nos vales adjacentes, resumizando a instrumentação de campo proveniente da presente pesquisa, dos trabalhos conduzidos por LEAL (2004) e por instrumentações anteriores, conduzidas pela equipe do Laboratório Geo-hidroecologia. Essas estações atualmente cobrem as cabeceiras da EEBV e de dois vales adjacentes, permitindo o mapeamento da hidrologia subterrânea dessas cabeceiras.

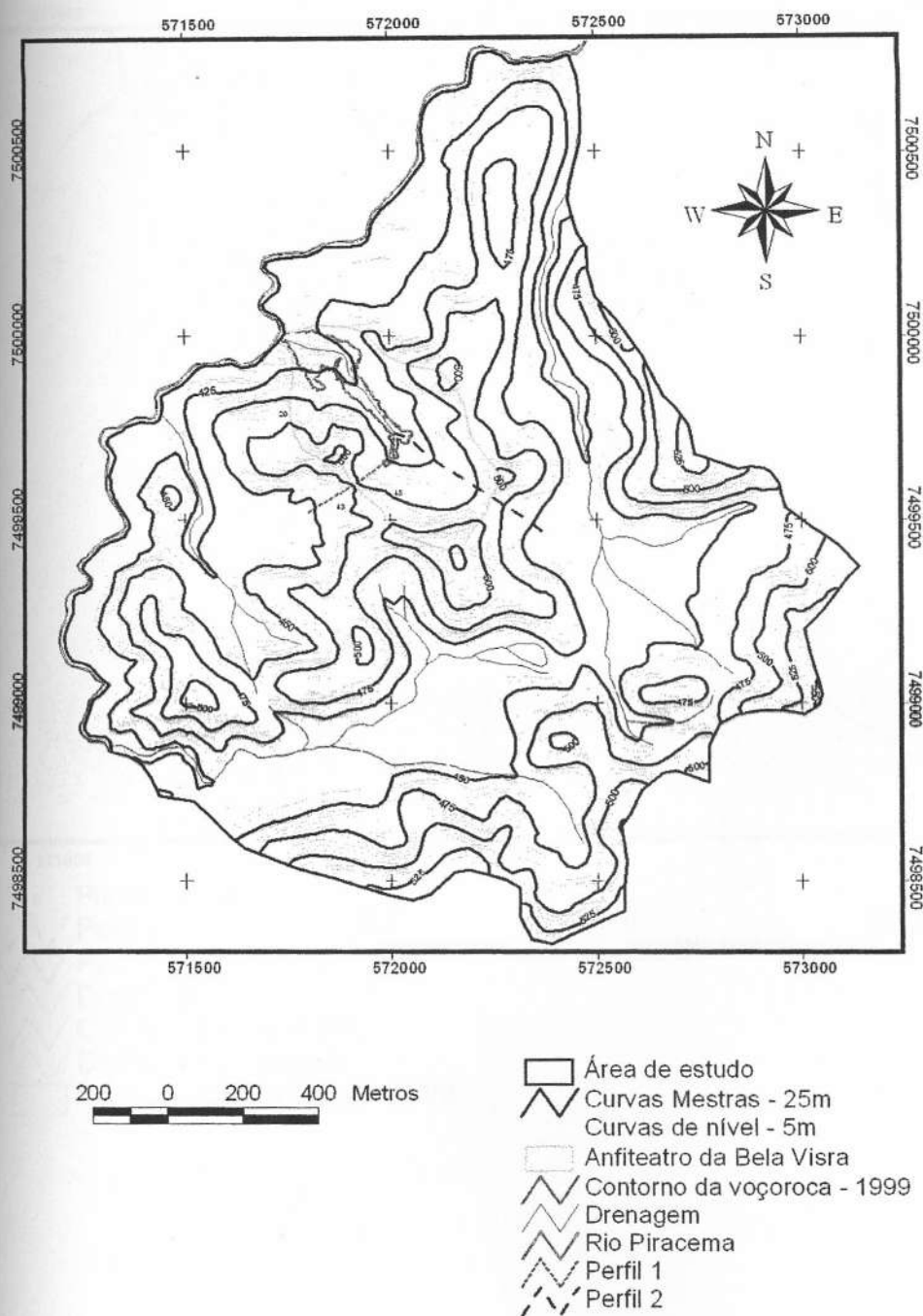


Figura 34 – Mapa de localização da EEBV e vales vizinhos mostrando a localização dos dois perfis com a rede de monitoramento da água subterrânea entre as cabeceiras de vale adjacentes. (modificado de LEAL, 2004).

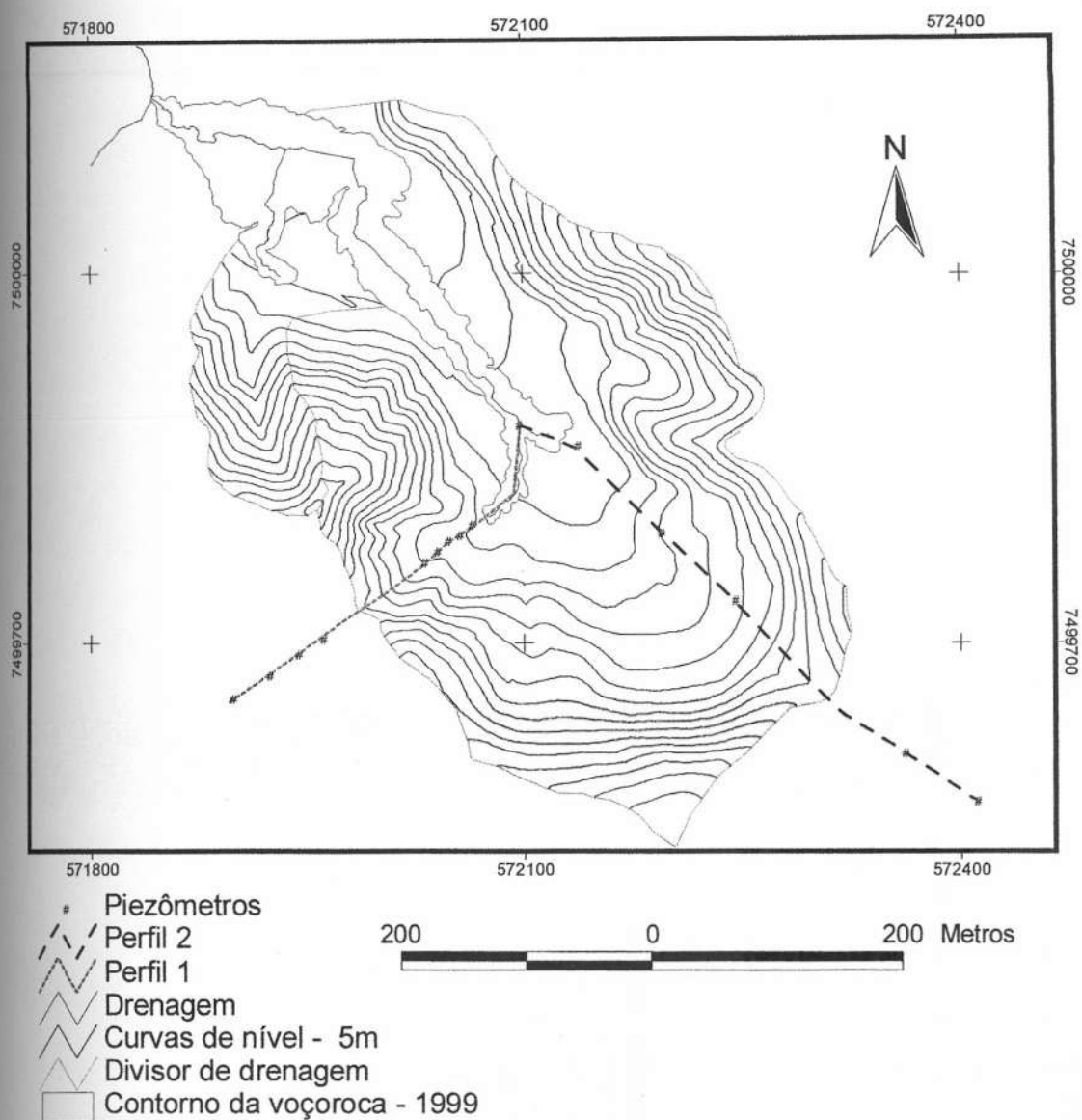


Figura 35 – Mapa topográfico do anfiteatro da EEBV, com a localização dos dois perfis de monitoramento da água subterrânea implementados entre cabeceiras de drenagem de vales adjacentes.

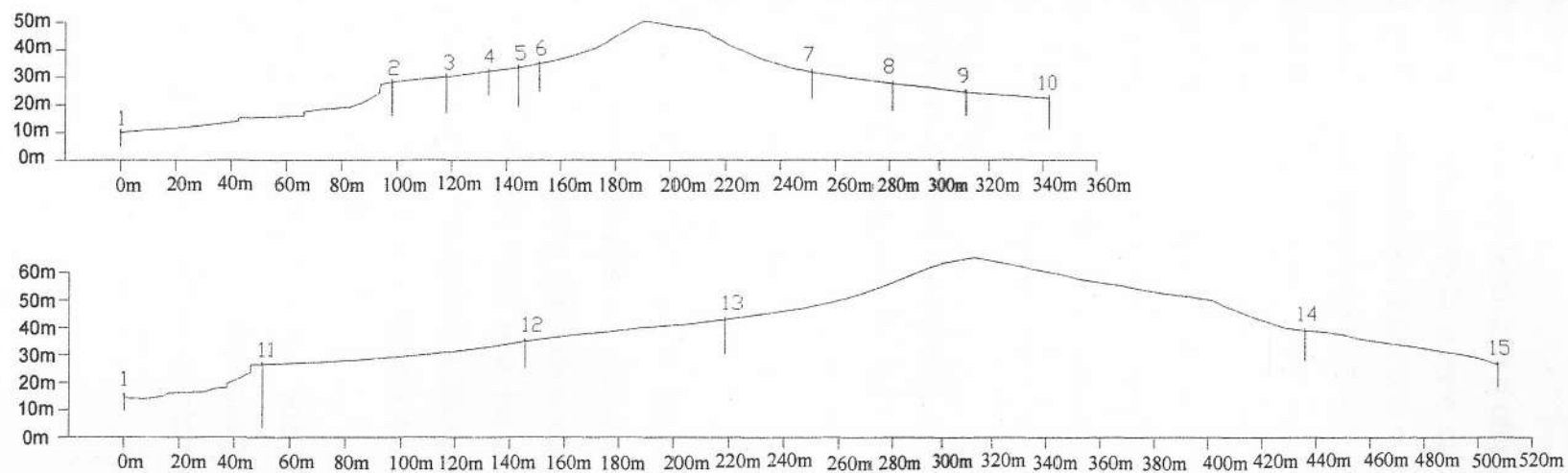


Figura 36 – Perfil topográfico com a localização das 15 estações de monitoramento da água subterrânea da EEBV e nos vales adjacentes.

As cargas hidráulicas foram determinadas por Piezômetros do tipo Casagrande e os Poços serviram para medição do nível freático, sendo que ambos foram produzidos artesanalmente com tubos de PVC, cola de PVC, linha de pedreiro e tela de nylon.

A confecção do poço é feita com a utilização de tubos de PVC, perfurados em toda sua extensão para permitir a livre circulação da água entre o solo e o interior do tubo, registrando no seu interior o mesmo nível que o do lençol freático. Os tubos são então envolvidos em tela de nylon para impedir a passagem de solo nos orifícios destinados à passagem da água.

Os piezômetros são confeccionados da mesma maneira, porém os orifícios são feitos apenas na extremidade inferior do tubo (50cm), formando a chamada ponta porosa, que também é envolvida em tela de nylon. O piezômetro registra a carga de pressão da água em uma determinada profundidade e, por isso, é perfurado apenas na sua extremidade, na profundidade onde deseja-se conhecer a carga de pressão.

Após a inserção do tubo no centro do furo de sondagem, complementa-se o volume com areia grossa lavada em toda extensão do tubo, menos nos 30cm próximos ao terreno, onde se envolve o tubo com uma camada de bentonita, para vedar a superfície do furo e impedir a ocorrência fluxos de infiltração preferenciais pela camada de areia inserida durante a instalação do poço.

Os piezômetros também foram instalados nos furos de sondagens, colocando-se areia grossa lavada na extremidade inferior. Após essa etapa o piezômetro é inserido no centro do furo e coloca-se mais areia grossa lavada, envolvendo toda extensão do tubo que foi perfurada durante a confecção do piezômetro. Joga-se então uma camada de bentonita para selar o trecho que irá registrar as cargas de pressão e depois preenche-se o furo com o material escavado durante a sondagem.

Utilizando um Fio Medidor do tipo PIO (que possui um sensor na extremidade inferior que emite um som quando o fio encontra a água), foram registradas pelo operador de campo, diariamente, as cargas de pressão e a

profundidade do lençol freático nas estações que compõem a rede de monitoramento da água subterrânea da EEBV.

O fio é graduado de 10 em 10cm, permitindo a mensuração do nível da água dentro do tubo (poço ou piezômetro) e possui um prumo na ponta para garantir uma descida vertical no interior do tubo.



Figura 37 Foto das estações de monitoramento da água subterrânea localizadas no perfil situado a montante do dígito ativo da porção superior.

VI.1.4. Produção de Mapas Equipotenciais em Planta e em Perfil.

Os mapas equipotenciais em planta e em perfil representam linhas com valores constantes de potencial da água (carga total), permitindo o traçado de linhas de fluxo, sendo que essas são sempre perpendiculares as eqüipotenciais, e demonstram o sentido e a magnitude do fluxo d'água subterrâneo.

VI.1.4.1. Estabelecimento das Cargas Totais e do Gradiente Hidráulico

Os valores de carga de pressão foram obtidos subtraindo-se do valor da profundidade do piezômetro aquele registrado pelo fio medidor durante as leituras registradas pelo operador de campo. O mesmo procedimento foi adotado para o cálculo da altura do nível freático nos poços.

Nos piezômetros, os valores de Carga Total foram obtidos somando-se os valores da Carga de Pressão a diferença entre a ponta inferior do aparelho e o datum (cota do canal do rio Piracema), que representa a Carga de Posição.

Os valores de Carga Total nas estações localizadas nos dois perfis de monitoramento foram usados para calcular os gradientes hidráulicos ao longo dessas encostas, sendo que esses gradientes foram obtidos pela diferença de carga total entre dois piezômetros dividido pela distância entre os aparelhos, como demonstra a figura 5. Os gradientes foram registrados durante todo o período de monitoramento, evidenciando diferença entre os períodos de recarga e descarga do aquífero regional, controlado pelo regime pluviométrico regional.

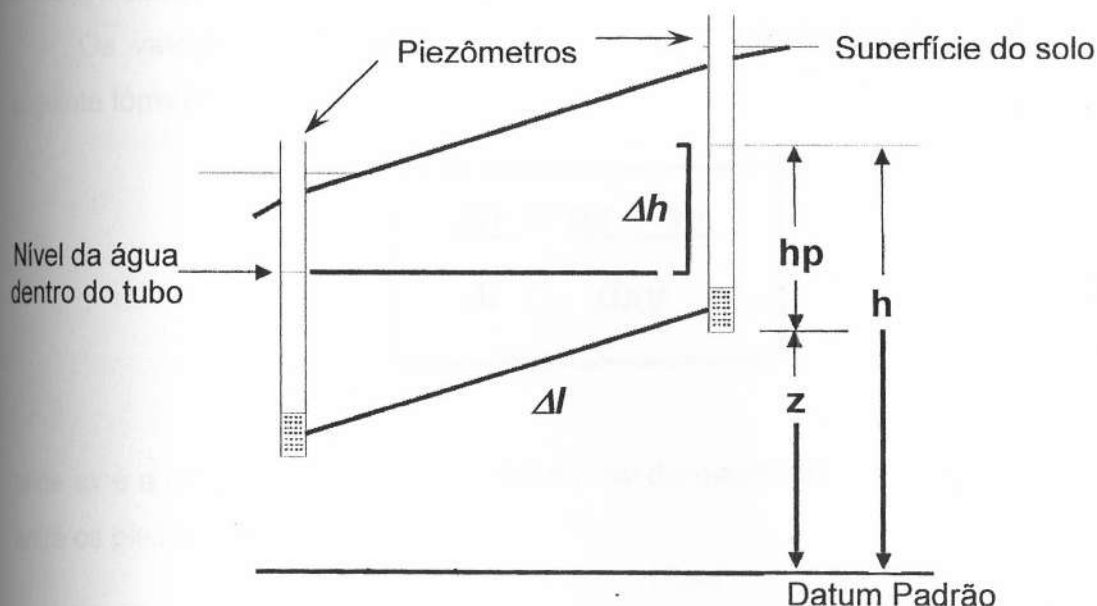


Figura 38 – Desenho esquemático demonstrando como foram obtidas as cargas de pressão (h_p), as cargas totais (h), as cargas de posição (z), as diferenças entre as cargas totais (Δh) e as distâncias entre as cargas de posição (Δl), a partir da leitura dos piezômetros instalados no campo. Extraído de LEAL (2004)

Foram identificados também as estações e os períodos com ocorrência de fluxos ascendentes (artesianismo), evidenciados pelo registro de momentos em que as cargas hidráulicas estiverem acima do nível freático, sendo que quanto maior a diferença entre os níveis, maior a magnitude do fluxo.

Os valores de carga de pressão foram calculados de acordo com a seguinte fórmula:

$$hp = p - l$$

onde p é a profundidade do piezômetro e l é a leitura do piezômetro.

Os valores de Carga Total foram calculados de acordo com a seguinte fórmula:

$$h = hp + z$$

onde hp é a carga de pressão e z é a carga de posição, que foi determinada pela diferença entre o datum e a ponta do piezômetro.

Os valores de Gradiente hidráulico foram calculados de acordo com a seguinte fórmula:

$$\frac{\Delta h}{\Delta l} = \frac{ex - ey}{dxy}$$

onde ex é a carga total do piezômetro x e ey do piezômetro y e dxy é a distância entre os piezômetros.

VI.1.4.2. Estabelecimento dos mapas potenciométricos e das redes de fluxo

Os mapas potenciométricos, em planta ou em perfil, demonstram o comportamento do aquífero estudado e, através do desenho das equipotenciais pode-se determinar a direção e a magnitude dos fluxos subterrâneos.

Com a ampliação da rede de monitoramento para os vales vizinhos, complementada por LEAL (2004) tornou-se possível a confecção de mapas potenciométricos diários.

Foram então escolhidos alguns dias, representativos dos períodos de recarga da água subterrânea, quando se eleva o nível freático das cabeceiras e os valores das cargas de pressão registradas, inclusive com presença de fluxos artesianos e alguns dias representativos dos períodos de descarga, quando esses níveis são rebaixados e registram-se fluxos descendentes.

Tal procedimento foi anteriormente conduzido por Leal (2004) para os dias 25/02/2003; 17/07/2003; 07/01/2004 e 11/03/04, que são dias representativos desses períodos de subida e rebaixamento do aquífero regional em respostas ao regime pluviométrico anual.

Para esses períodos elaboraram-se os mapas potenciométricos com redes de fluxo em planta, utilizando-se os dados relativos as quinze estações de monitoramento de campo, complementados por dados extraídos de carta topográfica escala 1:10000 dos entornos da área de estudo, obtendo-se pontos onde a elevação da drenagem era conhecida (cursos d'água).

Foram utilizados os mesmos pontos que os sugeridos por LEAL (2004), por esses terem se mostrado eficientes para ampliar a rede de interpolações necessárias para gerar as linhas equipotenciais.

CLEARY (1989) indica que quando uma linha equipotencial cruza um rio, o valor do potencial iguala-se à altitude do rio naquele ponto, tornando possível à utilização desses pontos para obtenção de gradientes hidráulicos.

As redes de fluxo foram gerados pelo programa *Surfer* que produz interpolações a partir de um sistema de coordenadas X,Y e Z. Os valores de x e y são as próprias coordenadas de localização das estações de monitoramento e dos

pontos de apoio extraídos do mapa topográfico pelo programa autocad, e os valores de z representam a Carga Total registrada em cada ponto.

O *Surfer* gera então é um arquivo onde os valores de z têm uma arrumação espacial retangular e regular. Esses arquivos são exportados para o autocad, onde são geo-referenciados e exportados para o programa *ArcView*, para integração a base topográfica e edição final.

Os mesmos dias representados pelos mapas potenciométricos em planta, foram também selecionados para o estabelecimento da rede de fluxo em perfil nas duas linhas de instrumentação (perfis topográficos entre as cabeceiras da EEBV e os dois vales adjacentes).

Nos dois perfis topográficos foram conduzidos procedimentos semelhantes ao descrito para os mapas em planta, porém sem a necessidade de pontos de apoio de fora da área de estudo, pois foram utilizados somente dados relativos às estações de monitoramento de campo.

Os valores de x e y foram obtidos através dos perfis topográficos elaborados no programa AutoCad. No programa Excel os valores de y foram somados aos valores de carga de pressão, obtendo-se assim o valor de z . Essas planilhas do Excel foram exportadas para o SURFER que gerou um *grid* que foi transformado em gráficos representativos da rede de fluxo em perfil.

Por fim foram gerados mapas de vetores sobre o gráfico de rede de fluxo, através de cálculos que estimam a direção e a magnitude dos fluxos a partir das informações contidas no *grid*. No mapa de vetores, as setas representam a direção do vetor e a magnitude (que se refere ao gradiente hidráulico).

As redes de fluxo, com os respectivos mapas de vetores foram então exportadas para o AutoCad, onde foram editadas e integradas aos perfis topográficos.

VI.2. Monitoramento dos processos de recarga nas encostas da EEBV

VI.2.1. Processo de Revegetação das Encostas e Sítios Amostrais para o Monitoramento Hidrológico.

O projeto de revegetação foi realizado em um vale não canalizado tributário do dígito ativo da porção inferior do voçorocamento (Figura 39). Esse vale não canalizado é uma concavidade estrutural recoberta por cobertura de pastagem com um pequeno fragmento de vegetação secundária inicial e algumas formações pioneiras no fundo de vale.

O vale não canalizado apresenta um processo sucessional associado ao manejo agro-pastoril típico de todo o médio vale do Rio Paraíba do Sul, estando sujeito a queimadas recorrentes de baixa intensidade.

Embora grande parte da área seja recoberta por gramíneas, existe uma pequena mancha de vegetação secundária inicial na encosta e uma extensa área recoberta por plantas pioneiras arbustivas no fundo de vale, próximo ao voçorocamento.

Toda a área vinha sendo tradicionalmente manejada nas últimas décadas pelo pastoreio extensivo, com queimadas recorrentes inibindo a regeneração natural. O objetivo da revegetação é avaliar a resultante da substituição da cobertura de gramíneas por uma cobertura florestal, na geração de escoamento superficial e nos processos de infiltração da água da chuva, responsáveis pela recarga dos fluxos sub-superficiais.

Dessa maneira pretende-se avaliar as modificações na redistribuição dos fluxos de infiltração da água da chuva no metro superior do sol e identificar as relações entre a cobertura vegetal, em diferentes posições de encosta e os processos de recarga dos fluxos sub-superficiais que são responsáveis pela progressão remontante dos dígitos ativos da voçoroca. .

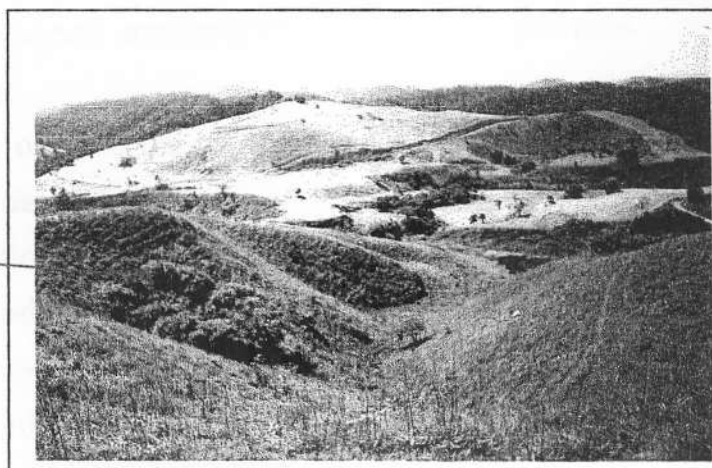
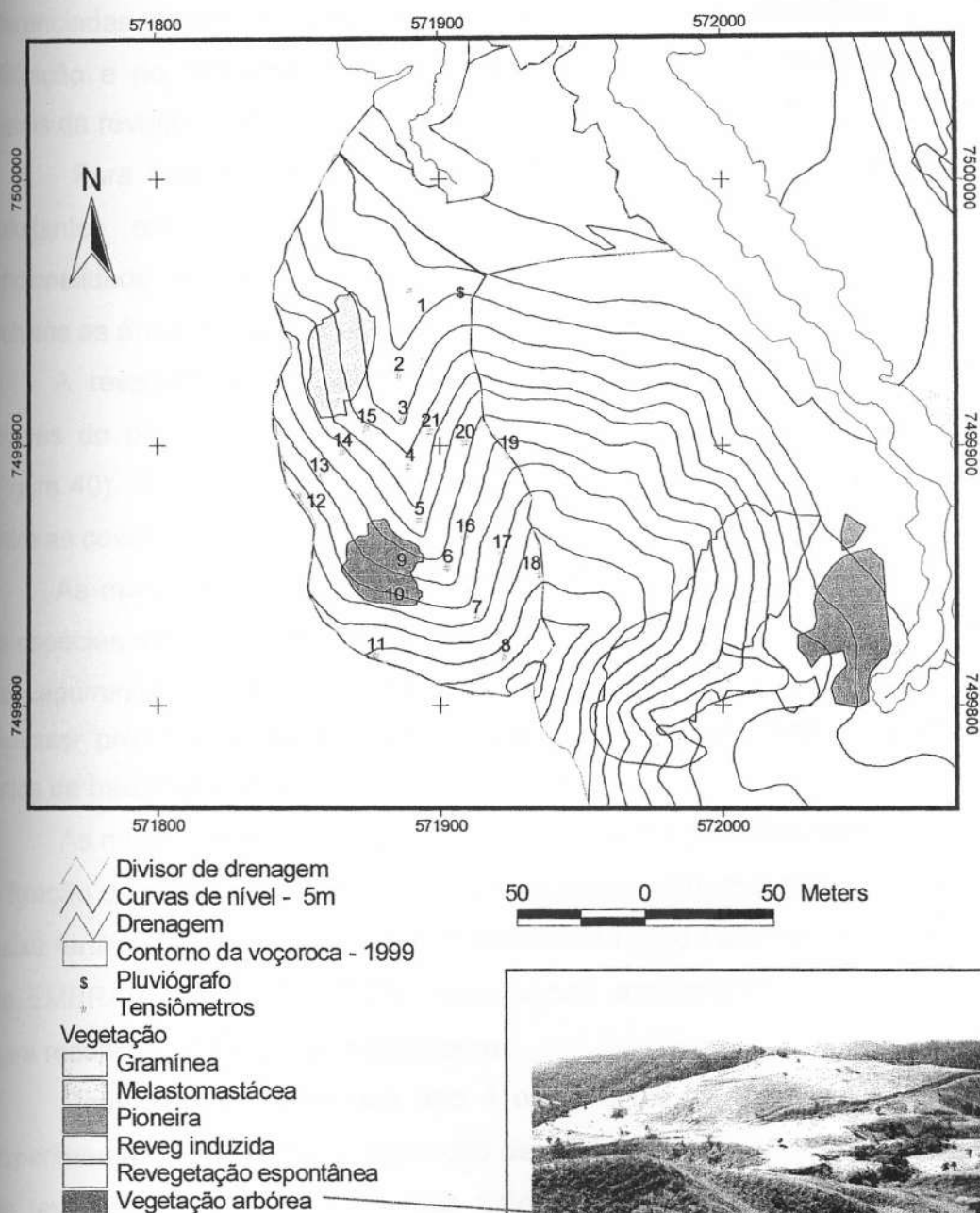


Figura 39 – Mapa de localização do experimento de revegetação na concavidade estrutural da porção inferior do anfiteatro da EEBV; Destaque para a localização das baterias de tensiômetros e das outras tipologias vegetais presentes na área.

Partindo da premissa de que as respostas da revegetação serão diferenciadas através do tempo, esse trabalho se limita às alterações em relação à infiltração e ao escoamento superficial nas encostas provocadas nos estágios iniciais da revegetação, nos dois primeiros anos de replantio.

Para isso foi elaborada uma estratégia experimental que avalia essas resultantes em diferentes posições das encostas e procura comparar a funcionalidade hidro-erosiva de distintas condições de cobertura vegetal, aí inclusas as áreas replantadas e os trechos de regeneração natural.

A revegetação induzida foi realizada em um vale com área de 1,5ha através do plantio de 6120 mudas de oito espécies de leguminosas arbóreas (Figura 40). Os plantios seguiram as curvas de nível, com espaçamento de 2,5m entre as covas.

As mudas foram produzidas no viveiro da EMBRAPA/AGRO-BIOLOGIA, e as espécies utilizadas foram selecionadas pelo Prof. Sérgio Myana, do Laboratório de Leguminosas. As espécies escolhidas têm como característica o sistema radicular profundo e serem indicadas para plantios em áreas degradadas, com solos de baixa fertilidade.

As mudas utilizadas foram inoculadas com fungos *Micorriza* para possibilitar a fixação de nitrogênio e permitir seu estabelecimento e crescimento em solos de baixa fertilidade. Tal metodologia, desenvolvida pelo Laboratório de Leguminosas da EMBRAPA/AGROBIOLOGIA, vem sendo amplamente utilizada em plantios para recuperação de áreas degradadas.

Cabe aqui ressaltar que não é objetivo da presente pesquisa discutir ou experimentar técnicas de revegetação de encostas, mas sim avaliar as resultantes da revegetação na re-estruturação física do topo do solo e nos processos de molhamento e drenagem do metro superior do solo.

O sucesso de projetos de revegetação dependem de vários fatores e a presente pesquisa não pretende entrar nesse mérito, mas privilegiar o monitoramento das resultantes hidro-erosivas do processo de revegetação em cabeceiras de drenagem com propagação de voçorocamentos.

Família	Espécie	Numero de mudas	Observações Gerais
Leguminosa Mimosoideae	Acácia farneziiana	2448	Tribo Acaciae, nativa da região do Pantanal Matogrossense, das áreas não inundáveis. Possui sistema radicular profundo
Leguminosa Mimosoidae	Albiza lebeck	792	Tribo Ingeae, nativa da Africa
Leguminosa Mimosideae	Orelha de Negro <i>Enterolobium contortisiliquum</i>	1584	Tribo Ingeae nativa da região mais seca da Mata Atlântica Possui sistema radicular profundo
Leguminosa Mimosideae	Mimosa arthemiziana	792	Tribo Mimoseae, nativa da nossa região
Leguminosa Mimosideae	Prosopis chilensis	72	Nativa do deserto do Chile. Possui sistema radicular profundo.
Leguminosa caesalpinoideae	Parkinsonia aculeata	144	Não fixa nitrogênio em associação com rizóbio. Possui sistema radicular profundo
Leguminosa caesalpinoideae	Senna siamea	288	Não fixa nitrogênio em associação com rizóbio. Possui sistema radicular profundo
TOTAL		6120	

Figura 40 – Tabela com o número de mudas por espécie e famílias introduzidas na EEBV, com características gerais relevantes para a revegetação

As mudas foram plantadas em julho de 2001, sendo adubadas com esterco animal (gado bovino) na proporção de dois litros de esterco por cova. O ataque das formigas saúva, que se proliferam na área de estudo em associação ao

ambiente de gramíneas, como descrito por DEUS (1991), foi realizado com veneno MIREX, nos caminhos das formigas e sobre oss formigueiros encontrados.

Devido a grande quantidade de mudas, a grande extensão da área revegetada, a pouca disponibilidade de mão de obra e a dificuldade de se combater as formigas, o processo de replantio foi bastante prejudicado. Esse fato se deu também em função de ausência de sistema de irrigação, o que provocou forte *estress* hídrico (déficit hídrico no solo gerando murchamento) nas mudas, quando foram colocadas no terreno, apesar de terem passado por um período de aclimação.

Nesse período de aclimação as mudas permaneceram dentro de viveiros na própria fazenda, com as regas sendo diminuídas gradativamente até a data do plantio, quando a muda passava a depender somente da precipitação natural.

Antes do plantio, foi providenciado o cercamento de toda a área com arame farpado e mourões, para impedir o pastoreio. Foi estabelecido então um aceiro (área de solo sem cobertura vegetal) de 1,5m de largura, por todo perímetro da cerca para impedir a propagação de fogo para dentro da área cercada, que foi mantido limpo durante toda fase de monitoramento.

Embora as perdas de mudas pela predação de formigas e pelo murchamento tenham sido expressivas, com a interrupção das práticas tradicionais (fogo e pastoreio), estabeleceu-se uma cobertura vegetal espontânea misturada as mudas replantadas, iniciando um processo sucessional na área.

A recarga dos fluxos-superficiais sob condições de cobertura florestal só poderá ser monitorada quando essas condições sucessionais forem de fato alcançadas, provavelmente num processo que levará décadas para ser concluído.

De qualquer forma o quadro atual indica que se não forem re-introduzidas as práticas de manejo tradicionais (fogo e pastoreio) a área tenderá a passar por vários estágios sucessionais distintos, que poderão ter sua resultante hidrológica monitorada, aumentando nosso conhecimento sobre as relações entre a recomposição florestal e o controle dos fluxos sub-superficiais em cabeceiras de drenagem com voçorocamentos do médio vale do Rio Paraíba do Sul.

Para o presente trabalho nos limitamos a avaliar as resultantes hidrológicas e erosivas dos estágios iniciais da revegetação. Nos dois primeiros anos após os plantios foram monitoradas as modificações na redistribuição dos fluxos da chuva e na estruturação física do topo do solo, que são parâmetros relevantes para a infiltração e o escoamento superficial nas encostas.

Foram selecionadas quatro áreas amostrais para o monitoramento da geração de escoamento superficial, onde se avaliou a resultante hidro-erosiva superficial da revegetação induzida e espontânea em diferentes posições de encosta.

As resultantes hidrológicas no metro-superior do solo foram conduzidas ao longo das encostas, em perfis estabelecidos entre os eixos das concavidades e os divisores topográficos, procurando relacionar os processos de recarga dos fluxos sub-superficiais e a topografia.

O monitoramento da re-estruturação física do topo do solo foi realizado em 2003, através da coleta de amostras indeformadas para obtenção da macro e da micro-porosidade do solo, nos quatro sítios amostrais definidos para o monitoramento da hidrologia superficial. Nesse monitoramento Incorporou-se mais duas áreas amostrais (meia encosta e fundo de vale), em locais onde não foi conduzida a revegetação e nem interrompidas as práticas de manejo tradicionais, para o estabelecimento de comparações com os outros sítios amostrais, onde essas práticas foram interrompidas e onde foram replantadas as mudas.

VI.2.2. Monitoramento das Entradas de Chuva.

As práticas relativas ao monitoramento das entradas de chuvas locais nas encostas da EEBV foram descritas no capítulo VI.1.3.1. Para a avaliação dos processos de recarga dos fluxos sub-superficiais nos sítios amostrais foram definidos nove períodos, representando cinco períodos chuvosos (estação de chuvas) e quatro períodos de estiagem, totalizando 4 anos e meio de monitoramento.

O primeiro ano (2000) é representativo das condições anteriores a revegetação, o segundo ano (2001) é referente ao ano da revegetação, o terceiro ano (2002) refere-se ao primeiro ano pós revegetação e assim sucessivamente nos anos posteriores.

A duração de cada período variou conforme o regime pluviométrico anual, mas apresentaram o mesmo padrão, com chuvas mais abundantes num período entre a primavera e o verão. O tempo de duração das estações chuvosas varia principalmente em função da época de início das chuvas, que conforme as condições meteorológicas pode se iniciar entre o início e o fim da primavera, caracterizando períodos mais longos ou mais curtos para as estações chuvosas.

PERÍODO	INICIO	FIM	DURAÇÃO (dias)	NUMERO DE EVENTOS
Chuvoso 1	29/11/99	31/03/00	124	29
Estiagem 1	01/04/00	28/10/00	211	12
Chuvoso 2	29/10/00	08/04/01	172	32
Estiagem 2	09/04/01	27/09/01	173	10
Chuvoso 3	28/09/01	25/03/02	182	31
Estiagem 3	26/03/02	19/09/02	210	16
Chuvoso 4	20/09/02	18/03/03	179	23
Estiagem 4	19/03/03	24/11/03	250	3
Chuvoso 5	25/11/03	04/03/2004	100	12

Figura 41 - Tabela com as características dos períodos chuvosos e das estiagens que ocorreram ao longo do tempo de monitoramento de campo. Por problemas operacionais na EEBV em janeiro de 2004, o período chuvoso 5 apresentou um monitoramento descontínuo, sendo os valores contabilizados inferiores ao real já que todos os ventos ocorrido em janeiro foram desconsiderados.

VI.2.3. Monitoramento da hidrologia sub-superficial no metro superior do solo.

O molhamento e a drenagem do metro superior do solo foram registrados em toda extensão da concavidade estrutural selecionada para o estudo dos processos de recarga nas encostas da EEBV.

Foram instaladas 21 baterias de tensiômetros em quatro diferentes posições da encosta (alta, média e baixa encosta e fundo de vale) e sob distintas condições de cobertura vegetal já que a cobertura de gramínea em processo de revegetação induzido-espontâneo não se desenvolveu uniformemente pela área.

Foi também monitorado um pequeno fragmento de vegetação secundária arbórea remanescente, que permitiu a instalação de uma bateria de tensiômetros, representativa de um estágio sucessional mais avançado, com cobertura de dossel contínua e presença de serrapilheira no topo do solo.

As Figuras 39 e 42 sumarizam a localização topográfica e as condições de cobertura vegetal das baterias de tensiometria utilizadas no presente trabalho. Foram também instaladas quatro baterias na área de regeneração espontânea herbácea-arbustiva localizada no eixo do tronco central, porém as mesmas foram destruídas por pisoteio de gado, não chegando a fornecer uma série de dados e por isso não foram utilizadas no presente trabalho.

A partir dessas baterias foram definidos os seguintes sítios amostrais:

- 1- Gramínea com revegetação em fundo de vale (baterias 1,2,3,4,5)
- 2 - Gramínea com revegetação em baixa encosta (baterias 6,15,16,21)
- 3 - Gramínea com revegetação na média encosta (baterias 7,10,13,14,17,20)
- 4 - Gramínea com revegetação na alta encosta (baterias 8,11,12,18,19)
- 5 - Vegetação arbórea secundária inicial (bateria 9)

BATERIA	POSIÇÃO NA ENCOSTA	COBERTURA VEGETAL
01	Fundo de vale	Gramínea c/ revegetação
02	Fundo de vale	Gramínea c/ revegetação
03	Fundo de vale	Gramínea c/ revegetação
04	Fundo de vale	Gramínea c/ revegetação
05	Fundo de vale	Gramínea c/ revegetação
06	Baixa encosta	Gramínea c/ revegetação
07	Meia encosta	Gramínea c/ revegetação
08	Alta encosta	Gramínea c/ revegetação
09	Baixa encosta	Fragmento de mata secundária
10	Meia encosta	Gramínea c/ revegetação
11	Alta encosta	Gramínea c/ revegetação
12	Alta encosta	Gramínea c/ revegetação
13	Meia encosta	Gramínea c/ revegetação
14	Meia encosta	Gramínea c/ revegetação
15	Baixa encosta	Gramínea c/ revegetação
16	Baixa encosta	Gramínea c/ revegetação
17	Meia encosta	Gramínea c/ revegetação
18	Alta encosta	Gramínea c/ revegetação
19	Alta encosta	Gramínea c/ revegetação
20	Meia encosta	Gramínea c/ revegetação
21	Baixa encosta	Gramínea c/ revegetação

Figura 42 – Tabela com as baterias de Tensiômetros instalados na EEBV com a posição na encosta e condição da cobertura vegetal.

Cada bateria foi composta de quatro tensiômetros, para o registro da carga de pressão nas profundidades de 10, 30, 60 e 90cm. Essas profundidades foram selecionadas por representam trechos do perfil do solo que apresentam variações nas propriedades relevantes a infiltração (textura; estrutura e presença de raízes).

Dessa maneira pretendeu-se decodificar os fluxos da água no topo do solo, que é o compartimento que define as condições de entrada da água da chuva e constitui-se no processo de recarga local do aquífero, fundamental para o entendimento dos fluxos sub-superficiais nas cabeceiras da EEBV.

O topo do solo é ainda, a camada mais afetada pela cobertura vegetal, devido à presença de diferentes padrões de sistemas radiculares em coberturas vegetais distintas e/ou em processo sucessional, induzido ou espontâneo.

Trabalhos anteriores conduzidos na EEBV demonstraram um comportamento diferencial entre 10, 30 e 60cm, e na presente pesquisa inserimos a profundidade de 90cm para identificarmos o comportamento da camada situada abaixo da descontinuidade hidráulica apontada por DEUS (1991) e CAMBRA (1998) entre as profundidades de 60cm e 90cm.

Os tensiômetros entraram em funcionamento em janeiro de 2000, sendo que as leituras de campo foram realizadas diariamente pelo operador de campo 3 horas após a calibragem (preenchimento com água do tubo do tensiômetro).

O tensiômetro é um equipamento utilizado para medição das cargas de pressão negativas (também chamadas de potencial matricial e sucção) do solo, sendo constituído por uma cápsula porosa, geralmente de cerâmica, ligada por tubo de PVC preenchido com água.

A cápsula porosa é colocada em contacto com o solo à profundidade de medição. Quando a cápsula porosa entra em contato com o solo, a água do tensiômetro entra em contato com a água do solo e um equilíbrio potencial tende a se estabelecer (REICHARDT, 1990).

A água do solo na zona não saturada, estando sobre ação das forças de retenção, apresenta uma pressão negativa, exercendo uma sucção sobre a cápsula porosa e retirando água do interior do tubo do tensiômetro, reduzindo a

pressão interna da água. Como o aparelho é vedado, a coluna de mercúrio sobe até se estabelecer um equilíbrio entre a água do solo e a água do tensiômetro.

Nesse momento, registra-se a altura da ascensão da coluna de mercúrio que é uma medida direta do potencial matricial, determinando a carga de pressão negativa, ou sucção, a que a água do solo está submetida naquela profundidade.

Como o tempo decorrido entre a calibragem do tensiômetro e o estabelecimento do equilíbrio é variável, foram realizadas seções testes para se identificar que 180 minutos (3 horas) eram suficientes para todos os tensiômetros atingirem a condição de equilíbrio, sendo então determinado um intervalo mínimo de 3 horas entre a calibragem e a obtenção das leituras pelo operador de campo.

Os dados de carga de pressão negativa são obtidos através da seguinte equação:

$$H_p = - (13.6 h - h_1 - h_2) \text{ cm H}_2\text{O}$$

ou

$$H_p = - 12.6 h + h_1 + h_2$$

Onde: H_p é a carga de pressão negativa, h é a altura da coluna de mercúrio, h_1 é a distância entre a superfície do mercúrio e a superfície do terreno e h_2 é a distância entre a superfície do terreno e a cápsula porosa. O fator 13.6 corresponde a densidade do mercúrio, transformando o valor de h de cm de Hg em cm de H_2O .

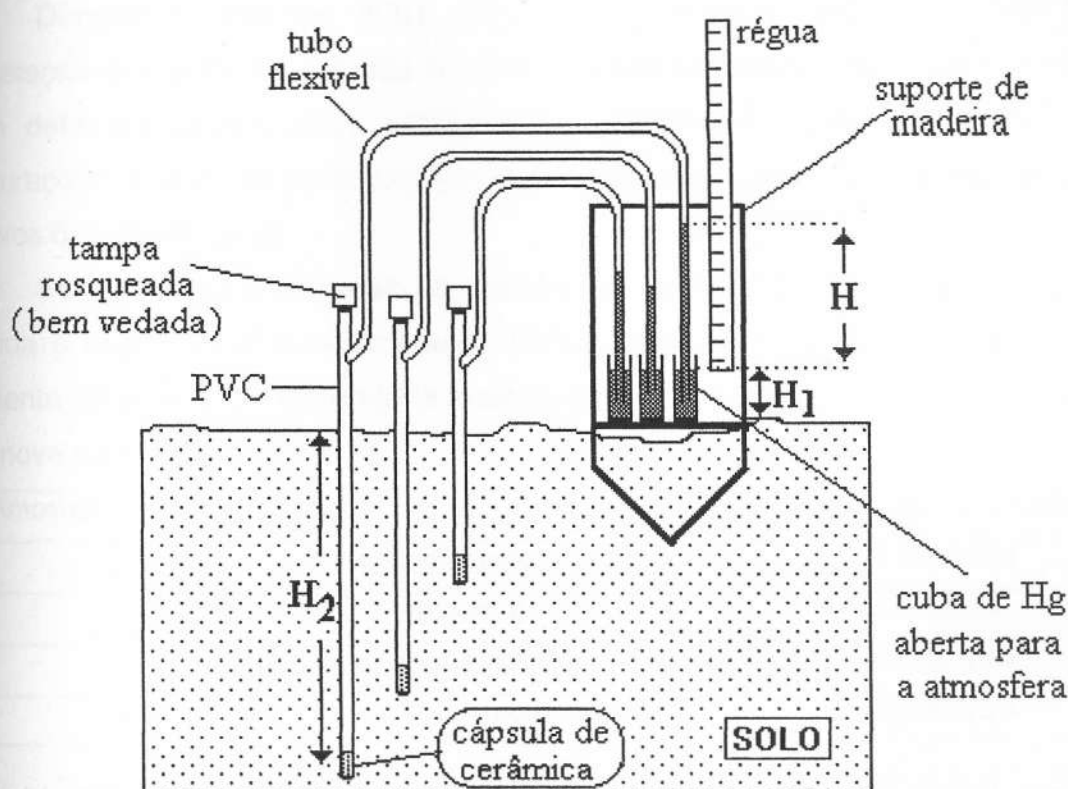


Figura 43 – Esquema de Bateria de Tensiômetros de Mercúrio para medição da Carga de Pressão H_p (potencial matricial ou sucção do solo).

VI.2.4. Monitoramento da Hidrologia superficial.

Inicialmente foram instaladas cinco parcelas de escoamento superficial para decodificar a função das diferentes coberturas presentes no anfiteatro da EEBV na redistribuição dos fluxos da chuva. Foram instaladas parcelas nas seguintes tipologias vegetais: gramínea; gramínea com queimada; fragmento de vegetação secundária; cobertura arbustiva; (situadas em trechos de meia-encosta) e regeneração espontânea herbácea-arbustiva (situada no fundo de vale).

Os registros obtidos nessas parcelas em 63 eventos de chuva mensurados entre novembro de 1999 e fevereiro de 2001, serviram para definir os sítios amostrais desse projeto, e foram sumarizados por LEAL (2001).

Durante o ano de 2001, em que foi implementado o projeto de revegetação induzida, foi definida a estratégia experimental para esse trabalho, sendo definidos quatro sítios amostrais e, desativando temporariamente, as mensurações na área de cobertura arbustiva e de gramínea queimada, devido aos objetivos dessa pesquisa.

Foram então priorizadas as coberturas de gramíneas com revegetação induzida e espontânea, a regeneração natural localizada no fundo de vale e o fragmento de vegetação secundária localizado na meia encosta, sendo instaladas mais nove parcelas.

Sítio Amostral	Cobertura Vegetal	Posição na Encosta
1	Gramíneas c/ revegetação induzida e espontânea	Meia -Encosta
2	Secundária inicial (Fragmento)	Meia-Encosta
3	Gramíneas c/ revegetação induzida e espontânea	Fundo de Vale
4	Formação Pioneira (regeneração natural)	Fundo de Vale

Figura 44 –Tabela com os Sítios Amostrais demonstrando o tipo de cobertura e a posição na topografia.

Cada sítio amostral possui três parcelas de escoamento superficial ($3m^2$) e dez pluviômetros para o registro dos eventos chuvosos (Figura 28). Além disso, a EEBV possui um pluviógrafo que registra a intensidade e a duração de cada chuva. No interior de cada parcela foram realizadas dez mensurações de declividade com clinômetro de bússola, e feita uma média representativa das condições de declividade da encosta dentro da parcela (figura 45).

As parcelas serviram para determinar o índice de escoamento superficial e de infiltração em cada sítio amostral ao longo do período de monitoramento. Serviram portanto, como um parâmetro para se avaliar as resultantes hidrológicas motivadas pelas transformações na cobertura vegetal, que ocorreram em função dos processos de revegetação induzida e espontânea. Ressalta-se que o objetivo desse procedimento foi o de monitorar os reflexos dessas modificações na cobertura vegetal para a recarga da água da chuva nas encostas.

Parcela	Sítio Amostral	Declividade
1	Formação pioneira em fundo e vale	9° 40'
2	Formação pioneira em fundo e vale	11° 15'
3	Formação pioneira em fundo e vale	7° 45'
4	Gramínea com revegetação em fundo de vale	8° 45'
5	Gramínea com revegetação em fundo de vale	11° 45'
6	Gramínea com revegetação em fundo de vale	9° 15'
7	Gramínea com revegetação na meia encosta	27° 30'
8	Gramínea com revegetação na meia encosta	30° 50'
9	Gramínea com revegetação na meia encosta	36° 40'
10	Vegetação secundária na meia encosta	26° 40'
11	Vegetação secundária na meia encosta	23° 15'
12	Vegetação secundária na meia encosta	21° 55'

Figura 45 - Tabela com as condições de declividade, posição na encosta e tipologia vegetal das parcelas de escoamento superficial instaladas na EEBV; As parcelas com 129 eventos registrados foram instaladas em 2000; As parcelas com 66 eventos foram instaladas em 2001, após a execução do projeto de revegetação.

Os pluviômetros fornecem um valor médio de precipitação terminal (Pt) que é relacionado à vazão de escoamento (Q) para obtenção da relação Q/Pt. Esse valor é expresso em porcentagem e revela o índice de escoamento superficial, ou seja, o percentual do volume precipitado sobre a parcela que escoar superficialmente.

Esse índice é considerado fundamental para se compreender os processos de recarga já que define o percentual da chuva que escoar em superfície e, indiretamente, define também o índice de infiltração da água no solo.

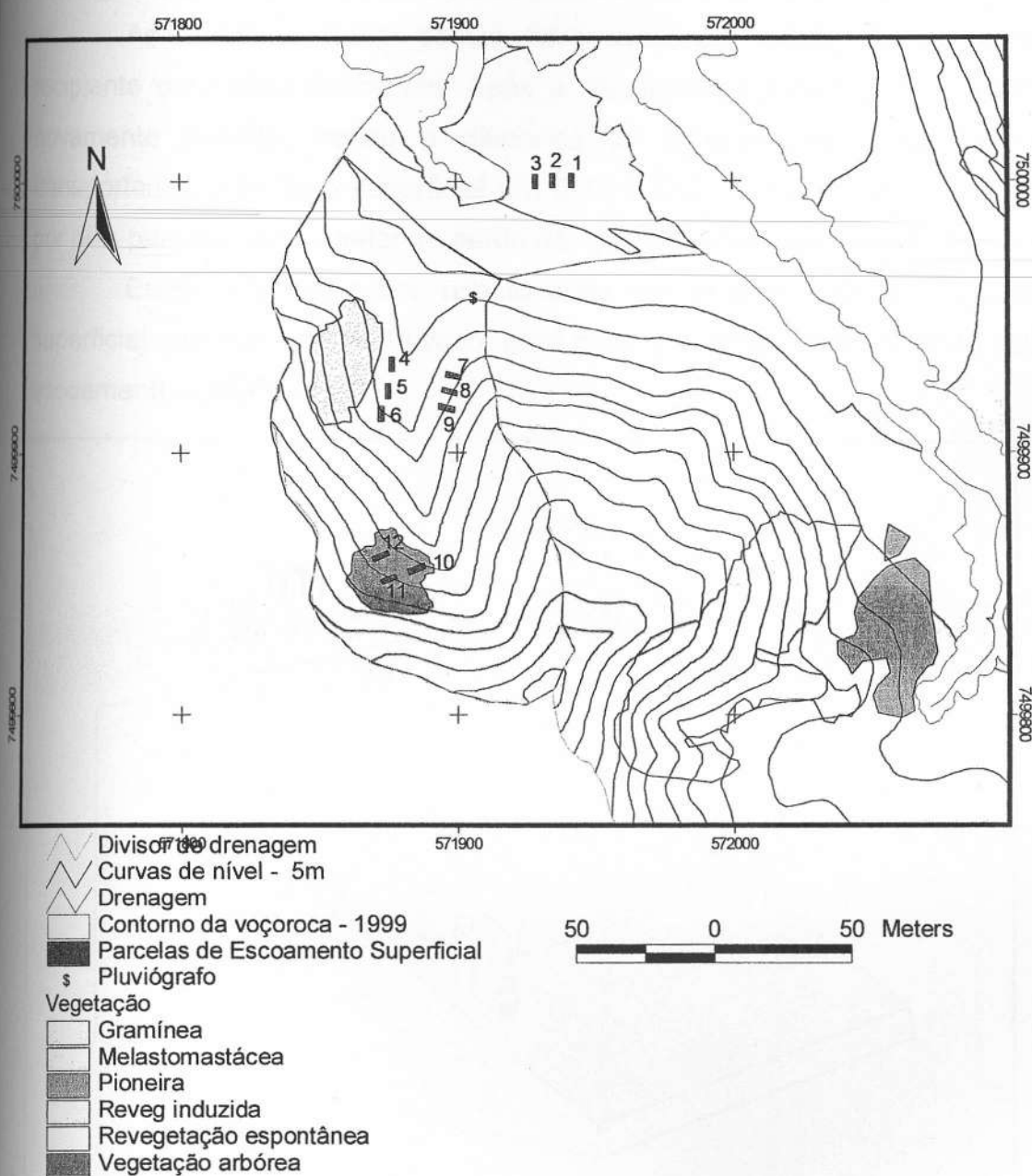


Figura 46 – Mapa de localização dos sítios amostrais para o monitoramento da hidrologia superficial e da reestruturação física do topo do solo na área em processo de revegetação da EEBV.

Após os eventos de chuva foram retiradas amostras de 500ml do escoamento superficial coletado no galão coletor de cada parcela, para obtenção da carga de sedimentos transportados pelo escoamento superficial.

As amostras foram postas para secar em estufa por 48 horas em recipiente com peso conhecido. Após a secagem da amostra, o recipiente era novamente pesado, sendo a diferença de pesagem igual ao sedimentos transportados pelo fluxo superficial em 500ml. Esse valor era então multiplicado por dois para se obter o valor de perda de solo por litro e escoamento (gr/l).

Esses valores eram relacionados ao volume total de escoamento superficial naquele evento chuvoso, para gerar o valor de perda total de solo pelo escoamento superficial.

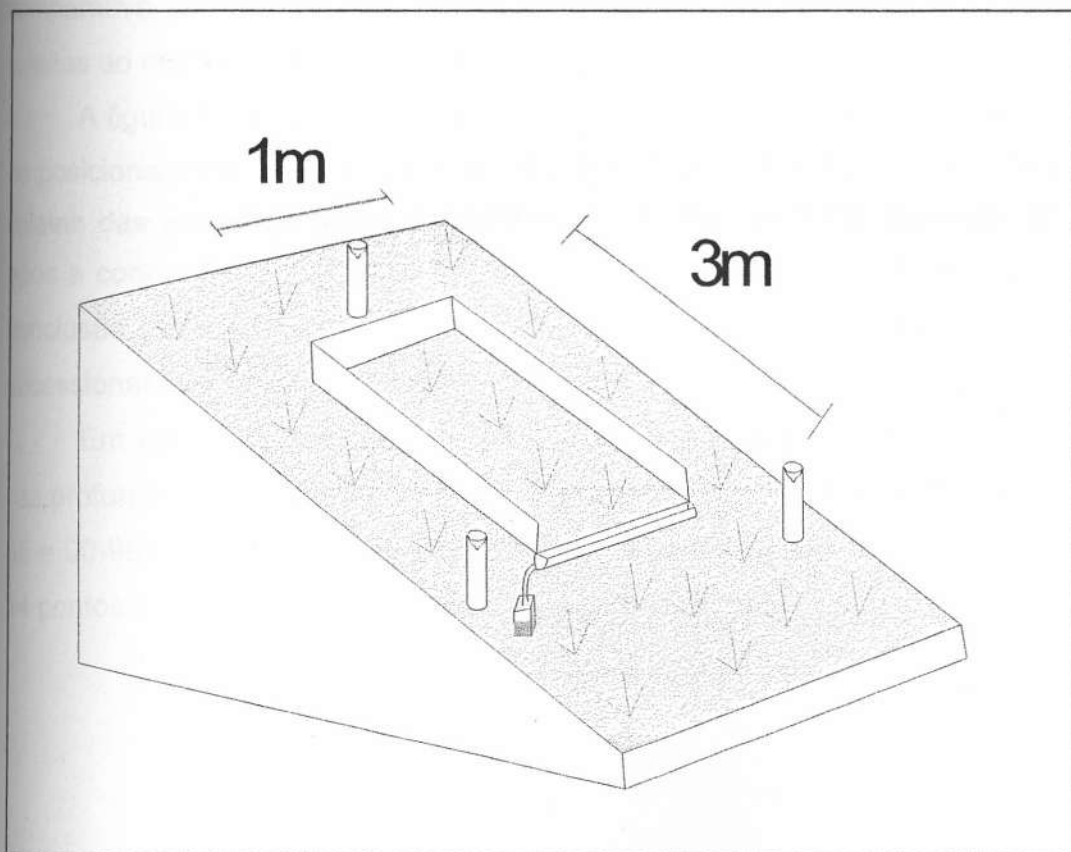


Figura 47 – Desenho esquemático de uma parcela de escoamento superficial (modificado de CRUZ, 2001)

VI.2.5. Re-estruturação física do topo do solo.

A avaliação da re-estruturação física do topo do solo relacionada ao processo de revegetação foi realizada a partir da obtenção de valores de Densidade Aparente e de Porosidade Total e da distinção entre macro e micro-porosidade. Esses parâmetros foram obtidos em diferentes profundidades do metro superior do solo (0-5cm; 10-15cm; 30-35cm; 60-65cm; 90-95cm).

Foram utilizados os mesmos sítios amostrais que serviram para o monitoramento das respostas hidrológicas superficiais (parcelas), sumarizadas na figura 44, acrescentando-se mais duas áreas (uma em meia-encosta e outra no fundo de vale), localizadas fora da área revegetada, e que serviram como base comparativa para a avaliação da estrutura física do solo características das áreas sujeitas ao manejo tradicional (pastoreio).

A figura 48 sumariza a localização das áreas amostrais, com a identificação do posicionamento na encosta e do tipo de cobertura vegetal. Enfatizamos que as coletas das amostras foram realizadas em março de 2003, portanto, 21 meses após a conclusão do replantio (concluído em julho de 2001) e 24 meses após a conclusão do cercamento e da abertura do aceiro, que motivaram o processo sucessional espontâneo na área.

Em cada um dos quatorze pontos de coleta foram retiradas três amostras nas profundidades de 0-5 e 10-15 e uma amostra nas profundidades de 30-35, 60-65 e 90-95cm, totalizando 9 amostras em cada ponto de coleta (total de 126 nos 14 pontos).

Pontos	Cobertura Vegetal	Posição na Encosta
1	Formação pioneira	Fundo de vale
2	Formação pioneira	Fundo de vale
3	Formação pioneira	Fundo de vale
4	Gramínea com revegetação	Fundo de vale
5	Gramínea com revegetação	Fundo de vale
6	Gramínea com revegetação	Fundo de vale
7	Gramínea com revegetação	Meia encosta
8	Gramínea com revegetação	Meia encosta
9	Gramínea com revegetação	Meia encosta
10	Vegetação secundária na meia encosta	Meia encosta
11	Vegetação secundária na meia encosta	Meia encosta
12	Vegetação secundária na meia encosta	Meia encosta
13	Pastagem	Meia encosta
14	Pastagem	Fundo de vale

Figura 48 - Tabela com a localização dos Pontos de coleta de amostras para avaliação da re -estruturação física do topo do solo com posição na encosta e tipo de cobertura vegetal

Esses pontos de coleta foram agrupados em seis sítios amostrais para o monitoramento da re-estruturação física do topo do solo, sumarizados na figura 49. Foram então calculados valores médios para cada profundidade e para cada sítio amostral, que serviram de base para uma avaliação comparativa entre a estrutura física do metro superior do solo em diferentes posições de encosta e sob distintas condições de cobertura vegetal.

Os sítios escolhidos são representativos dos tipos de vegetação localizados na concavidade tributária da porção inferior do anfiteatro da EEBV, onde localiza-se o experimento com revegetação, conduzido para uma avaliação das respostas hidrológicas no metro superior do solo.

Sítio	Pontos	Vegetação	Posição na encosta
1	1, 2, 3	Revegetação espontânea arbustiva/herbácea	Fundo-de-vale localizado no eixo principal do anfiteatro
2	4, 5, 6	Gramínea + revegetação induzida e espontânea	Fundo de vale no eixo da concavidade tributária do eixo-tronco
3	7, 8, 9	Gramínea + revegetação induzida e espontânea	Meia- encosta da concavidade tributária do eixo-tronco
4	10, 11, 12	Vegetação arbórea (secundária inicial)	Meia- encosta da concavidade tributária do eixo-tronco
5	13	Pastagem - gramínea	Meia- encosta do eixo principal do anfiteatro
6	14	Pastagem - gramínea	Fundo-de-vale localizado no eixo principal do anfiteatro

Figura 49 - Tabela com os sítios amostrais para o monitoramento da re-estruturação física do topo do solo.

VI.2.5.1. Procedimentos de Campo e Laboratoriais

As amostras foram coletadas utilizando um trado manual para abertura de um furo até a profundidade desejada para coleta da amostra indeformada. A coleta dos anéis volumétricos deu-se com a utilização do extrator de amostras da SONDATERRA. Os anéis foram protegidos com uma camada de papel alumínio e condicionados em caixas térmicas para o transporte até o laboratório na UFRJ.

Foram então postas em bandeja com água por 72 horas ou até quando atingissem o peso de saturação, obtido após a estabilização do peso (peso saturado - Pst). O peso é considerado estabilizado quando, após sucessivas pesagens realizadas num intervalo de 3h, o valor da balança não registra mais variação, ou seja, todos os poros estão preenchidos por água o peso da amostra se estabiliza.

Após atingirem o peso de saturação, grupos com vinte e cinco amostras foram colocadas na mesa de tensão com uma altura de 60cm de um reservatório

de água, estabelecendo uma coluna d'água com pressão negativa de 60cm, suficiente para drenar somente a água dos macro-poros (poros maiores que 0,05mm). Após 24 horas na mesa de tensão as amostras são pesadas (peso pós mesa de tensão - Pm) e recolocadas na mesa até que fiquem com o peso estabilizado. Posteriormente foram colocadas em estufa a 105°C por 72 horas, com pesagens a cada 24h para obtenção do peso seco (peso pós estufa – Psc)

Após esses procedimentos laboratoriais foi possível calcular para cada amostra os valores de Densidade Aparente, Porosidade Total, Macro-Porosidade e Micro-Porosidade. Densidade Aparente (g/cm³) foi obtida então pelo método do

anel volumétrico (*Anel de Kopecky*) pela seguinte fórmula: **$DA = a/b$**

onde,

DA = Densidade Aparente

a = Peso da amostra seca a 105°C

b = Volume do Anel = 104,07 cm³

A Porosidade Total foi obtida através da seguinte fórmula: **$PT = (Pst - Psc) / V$**

onde,

PT = Porosidade Total

Pst = Peso da amostra saturada de água

Psc = Peso da amostra seca a 105°C

V = volume do anel = 104,07 cm³

A micro porosidade foi obtida a partir da seguinte formula:

$$\text{Microporosidade} = (Pm - Psc) / V$$

onde,

Pm = Peso da amostra após ser submetida a uma pressão negativa de 60 cm

Psc = Peso da amostra seca em estufa a 105°C

V = volume do anel = 104,07 cm³

A Macro-porosidade foi obtida pela seguinte fórmula:

$$\text{Macroporosidade} = \text{Porosidade Total} - \text{Microporosidade}$$

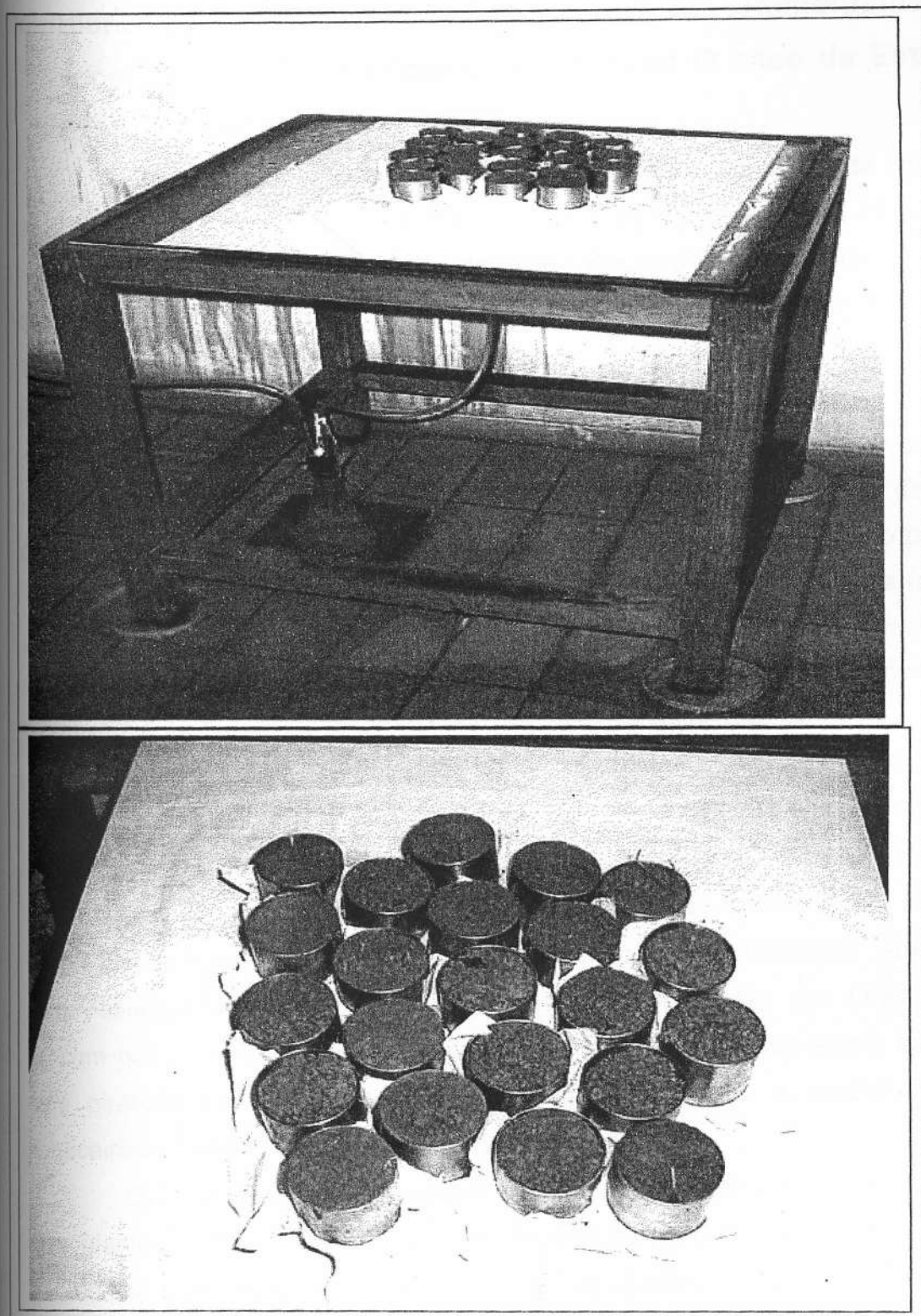


Figura 50 – Foto das amostras indeformadas nos anéis volumétricos e na mesa de tensão, para realização de ensaios sobre a estruturação física do solo.

VII. Hidrologia Subterrânea e a Progressão Remontante de voçorocas em cabeceiras de drenagem: O caso da Estação Experimental da Bela Vista.

As taxas de progressão remontante (ou recuo remontante) da voçoroca da EEBV foram monitoradas pela equipe do GEOHECO nos últimos 25 anos. O monitoramento foi conduzido através da determinação do perímetro da voçoroca, que foram obtidos em levantamentos de campo realizados em 1982, 1984 1987, 1994. O monitoramento foi complementado no presente trabalho com novos perímetros, que foram obtidos em 1999, 2001 e 2002.

Os resultados demonstraram diferenças nas taxas de recuo remontante da voçoroca entre os períodos monitorados, e também entre as taxas de recuo dos três principais canais dígitos tributários da voçoroca em um mesmo período. Ao mesmo tempo, identificou-se que a dinâmica hidrológica subterrânea (através da ação do aquífero regional e temporário) conforme apontado anteriormente por COELHO NETTO et al (1988) é a responsável pelos fluxos sub-superficiais que promovem o mecanismo principal de propagação da voçoroca.

Foram então levantadas algumas hipóteses para explicar essas diferenciações nas taxas de recuo remontante da voçoroca. Dentre elas, destacam-se as características dos diferentes materiais presentes nas cabeceiras da EEBV e sua resistência diferencial a erosão, e a influencia na dinâmica hidrológica subterrânea da relação de vizinhança entre cabeceiras adjacentes com desnivelamento topográfico. Mensurações conduzidas por LEAL (2004) indicam que o fluxo subterrâneo pode transpor divisores topográficos, induzindo uma pirataria de água subterrânea de um vale vizinho suspenso para as cabeceiras do vale da EEBV (figura 51).

Outro aspecto que se coloca para a compreensão das taxas de recuo remontante da voçoroca da EEBV diz respeito às alterações na dinâmica hidrogeomórfica associada ao recuo de níveis de base locais no interior da voçoroca, e as resultantes desses processos na hidrologia subterrânea e nos mecanismos erosivos responsáveis pelo voçorocamento.

Nesse capítulo pretende-se discutir os fatores controladores das taxas de incisão linear e recuo lateral no eixo-tronco da voçoroca e de incisão linear o recuo remontante dos canais-dígitos tributários. Destaca-se o papel da incisão linear e do recuo lateral dos níveis de base locais no controle sobre as taxas de recuo da voçoroca, relacionando-se essas alterações topográficas ao comportamento do aquífero regional nas cabeceiras da EEBV, que varia ao longo do tempo em resposta às entradas de chuvas locais e regionais.

Pretende-se discutir ainda a relação de vizinhança entre cabeceiras adjacentes e os efeitos do rebaixamento do nível freático, promovido pelo avanço remontante da voçoroca, na alteração dos gradientes hidráulicos nas encostas localizadas a montante do dígito ativo, que potencializam a possibilidade de transposição de água subterrânea entre vales de cabeceiras adjacentes.

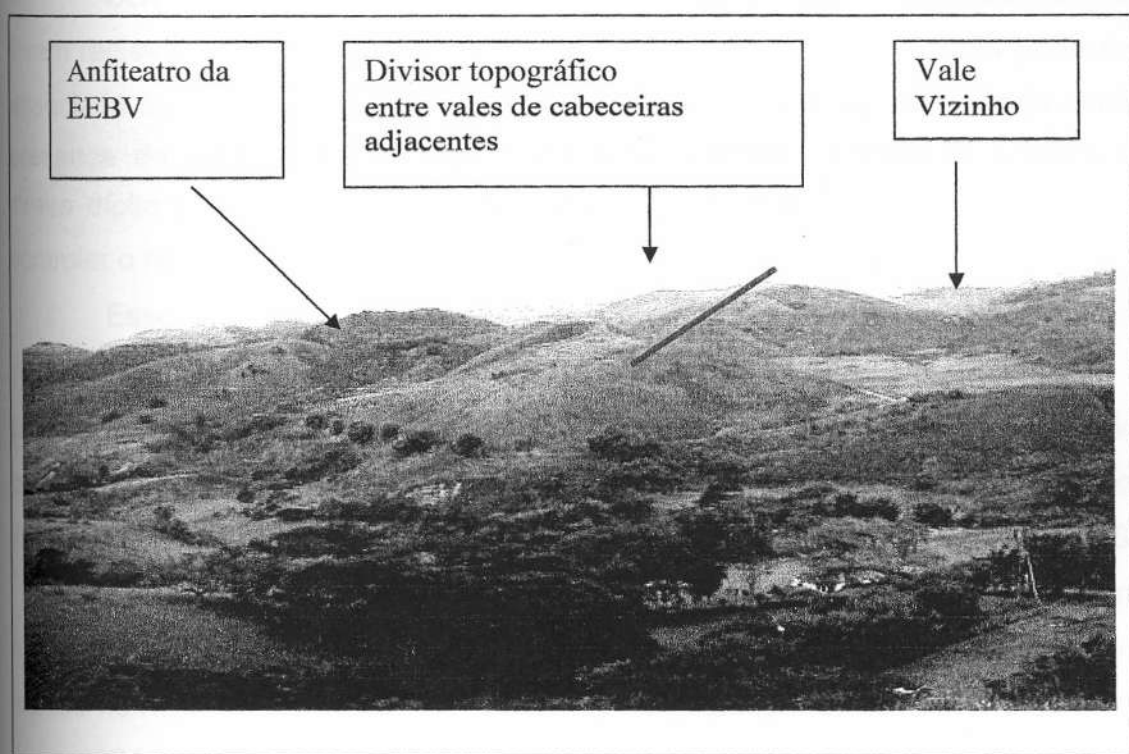


Figura 51 – Vista aérea da EEBV e vales adjacentes, revelando desnivelamento topográfico entre fundos de vales de cabeceiras adjacentes, localizados no compartimento de colinas do baixo curso do Rio Piracema.

VII.1. A Progressão remontante em um vale de cabeceira de drenagem: as taxas de recuo da voçoroca entre 1982 e 2002.

A figura 53a revela a progressão remontante da voçoroca entre 1982 e 1999 e a figura 53b indica a progressão entre 1999 e 2002. As respectivas figuras demonstram uma aceleração nas taxas de recuo entre 1994 e 1999. Nesse período, ocorreu um incremento nas taxas de recuo no dígito ativo da porção superior, que havia bifurcado do tronco central a partir de 1984, passando a progredir em direção as cabeceiras do anfiteatro, em uma direção coincidente com uma das orientações principais do "set" de fraturamento do substrato geológico local. Nessa direção, encontram-se as cabeceiras de um vele adjacente, que é suspenso topograficamente em relação às cabeceiras da EEBV.

COELHO NETTO (1999) sugere que a aceleração nas taxas de recuo que foram registradas no dígito ativo da porção superior entre 1987 e 1994 pode estar associada à pirataria de água subterrânea do vale adjacente, destacando ainda a presença de uma maior densidade de concavidades na área de contribuição desse dígito e uma possível resistência diferencial dos materiais que poderiam controlar o recuo dos níveis de base locais no canal inciso da voçoroca.

Esse recuo é promovido pelo solapamento na base das paredes e posterior desmoronamento das mesmas, que são refletidos no aumento do perímetro da voçoroca. Todo esse processo depende da dinâmica sub-superficial que controla a magnitude dos fluxos que exfiltram na cabeça desses canais, causando erosão remontante por *seepage erosion* (COELHO NETTO et al 1988)

Na Figura 52 observa-se que entre 1982 e 1984 as taxas de recuo foram maiores no dígito ativo, que começou a se bifurcar do tronco-central. Com a incisão no nível de base local localizado na porção superior do eixo-tronco central entre 1984 e 1987 a diferença entre as taxas diminuiu, com o dígito do tronco central progredindo em taxas de recuo próximas as registradas pelo seu tributário.

COELHO NETTO (2003) aponta que no final da década de 1980 o contato entre uma camada coluvial de textura argilosa sobrejacente a um alúvio-colúvio de textura arenosa, produziu uma resistência diferencial à incisão do canal

da voçoroca na porção superior do voçorocamento. Tal fato formou um nível de base local que manteve a porção superior da voçoroca suspensa aproximadamente 1m em relação ao eixo do tronco central.

Como a ação desses níveis de base locais afeta a dinâmica hidrogeomórfica das voçorocas, as taxas de incisão e recuo desses níveis de base locais localizados no canal da voçoroca, acabam também controlando as taxas de progressão remontante do próprio voçorocamento como um todo. Identifica-se portanto, um papel relevante para a dissecação diferencial dentro da voçoroca que, ao formar esses degraus topográficos no fundo do canal da voçoroca (denominados de níveis de base locais) modifica a dinâmica hidrológica sub-superficial e influencia as taxas de recuo remontante dos dígitos da voçoroca.

	1982/1984	1984/1987	1987/1994	1994/1999	1999/2001	2001/2002
Dígito - A	47,25	38,20	47,9	59,0	0	9,7
Dígito - B	15,90	32,00	21,80	15,85	3,4	3,3
Dígito - C	-----	-----	-----	196,10	15,5	20.1
Eixo-tronco - D	183,45	115,10	102,05	270,90	-	-

Figura 52– Taxas de recuo remontante (m^2/ano) em diferentes setores da voçoroca entre 1982 e 2002; Dígito A = dígito ativo da porção superior; Dígito B = dígito semi-estabilizado da porção superior; Dígito C = dígito ativo da porção inferior sob influencia de estrada de terra; Eixo-tronco D = recuo lateral no tronco central da voçoroca entre os dois níveis de base locais (NB1 e NB2).

A partir de 1987, o dígito da cabeça do tronco-central (dígito B) passou a desacelerar as taxas de recuo remontante, permitindo o desenvolvimento de uma revegetação espontânea em seu interior e atravessando um período de relativa estabilidade geomórfica até os dias atuais, passando por isso a ser denominado dígito semi-estabilizado. Dentro desse dígito se estabeleceu uma vegetação secundária inicial predominantemente arbórea que, no entanto, não garante a estabilidade geomórfica da voçoroca, como será discutido no capítulo VII.2.

Entre 1987 e 1994 as taxas de recuo voltam a crescer no dígito ativo da porção superior ($47,9\text{m}^2/\text{ano}$) que continuou progredindo aceleradamente entre 1994 e 1999, através das maiores taxas registradas nessa porção da voçoroca em todo período de monitoramento ($59\text{m}^2/\text{ano}$).

Destaca-se que esse período de aceleração nas taxas de recuo remontante do dígito ativo foi posterior a incisão linear e ao recuo remontante do nível da base local, que havia se formado em função de uma resistência diferencial entre os colúvios e as camadas de alúvio-colúvios subjacentes, quando a incisão do canal da voçoroca atingiu o contato entre essas camadas.

Com o recuo desse nível de base local a incisão atingiu as camadas aluvio-coluvionares da porção superior da cabeça da voçoroca, que foram registradas pelas análises estratigráficas conduzidas por COELHO NETTO et al (1994) para essa porção do anfiteatro detonando uma fase de rápida dissecação e, conseqüentemente, de progressão remontante desse dígito da voçoroca.

No mesmo período ocorreu uma desaceleração nas taxas de recuo do dígito semi-estabilizado, e o voçorocamento passou a progredir visivelmente em uma direção preferencial que é coincidente com uma das direções do set de fraturamento local.

Além disso, pela nova rota de expansão da voçoroca o dígito ativo começou a se aproximar do divisor topográfico com um vale de cabeceira adjacente, que é suspenso topograficamente.

Essa aceleração nas taxas de recuo do dígito ativo da porção superior se deu mesmo com uma expressiva redução na área de contribuição (Figura 54) que passou de 42.392 m^2 em 1982 para 9.972 m^2 em 2001, indicando que os parâmetros morfológicos (área de contribuição e gradiente das encostas) indicados por MONTGOMERY & DIETRICH (1989) para definir a expansão da rede de drenagem, parecem não se aplicar à expansão do canal-dígito em questão.

No caso da EEBV, onde o aquífero regional é o responsável pela exfiltração de fluxos sub-superficiais dentro da voçoroca, os contornos

topográficos não parecem ser o único controle da área de contribuição de drenagem para os canais-dígitos do voçorocamento.

Considerando que ocorreu um aumento nas taxas de recuo associadas à diminuição da área de contribuição, torna-se fundamental mapear o aquífero regional, identificando sua ação nessa porção da bacia e delimitando divisores de água subterrânea entre cabeceiras adjacentes, notadamente naquelas com desnivelamento topográfico.

Esse fato torna-se relevante, pois as condições observadas nas cabeceiras da EEBV são representativas em escala regional, pelo menos para o compartimento de colinas do médio vale do Rio Paraíba do Sul, e aparentemente essas rotas de fluxos subterrâneos são fundamentais para o direcionamento e a velocidade das taxas de recuo remontante em voçorocas que se propagam em cabeceiras de drenagem.

Entre 1999 e 2002 as taxas de recuo foram drasticamente reduzidas nos dois dígitos da porção superior (ativo e semi-estabilizado) com o voçorocamento passando por um período de relativa estabilidade, refletido na recolonização vegetal do seu interior, embora, principalmente no dígito ativo, essa revegetação não seja continua, permanecendo amplas áreas livres para ação dos mecanismos de erosão superficial.

Esse período de estabilidade pode ser explicado pelo efeito da própria progressão remontante da voçoroca, que promoveu um rebaixamento do nível freático nas cabeceiras. Esse rebaixamento dificulta a formação de faces de exfiltração nas paredes da voçoroca que se encontram suspensas em relação ao atual nível freático.

As condições propícias para formação de um aquífero temporário suspenso em relação ao nível freático não ocorreram nesse período devido à falta de eventos de chuva de alta intensidade no período de elevação do aquífero regional (após a estação chuvosa) e ao rebaixamento da zona capilar, que acompanhou a descida do nível freático, dificultando a formação de fluxos sub-superficiais na zona de contato entre a frente de molhamento (recarga local) e a zona de ascensão capilar controlada pelo aquífero regional.

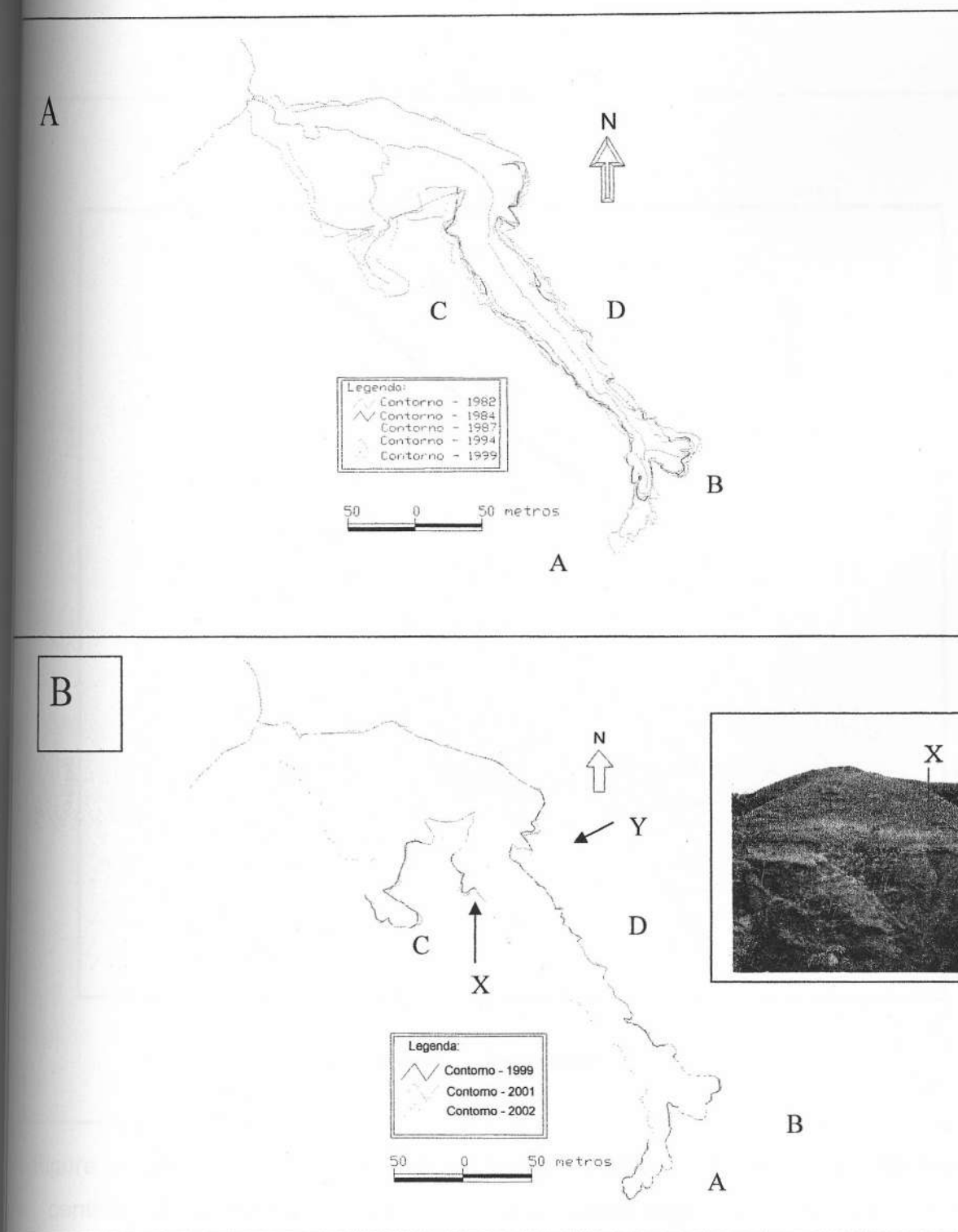


Figura 53 – Mapas do contorno da voçoroca obtidos através da determinação do perímetro da voçoroca da EEBV entre 1982 e 2002. 53a – Contornos mensurados entre 1982 e 1999, representando um período de rápida expansão dos dígitos ativos; 53b - Contornos mensurados entre 1999 e 2002, revelando um período de relativa desaceleração nas taxas de recuo nos dígitos ativos principais. A – canal dígito ativo da porção superior; B canal-dígito semi-estabilizado; C –canal-dígito ativo da porção inferior; D – Eixo-tronco central; X – novos dígitos se propagando na porção média-inferior da voçoroca da EEBV.

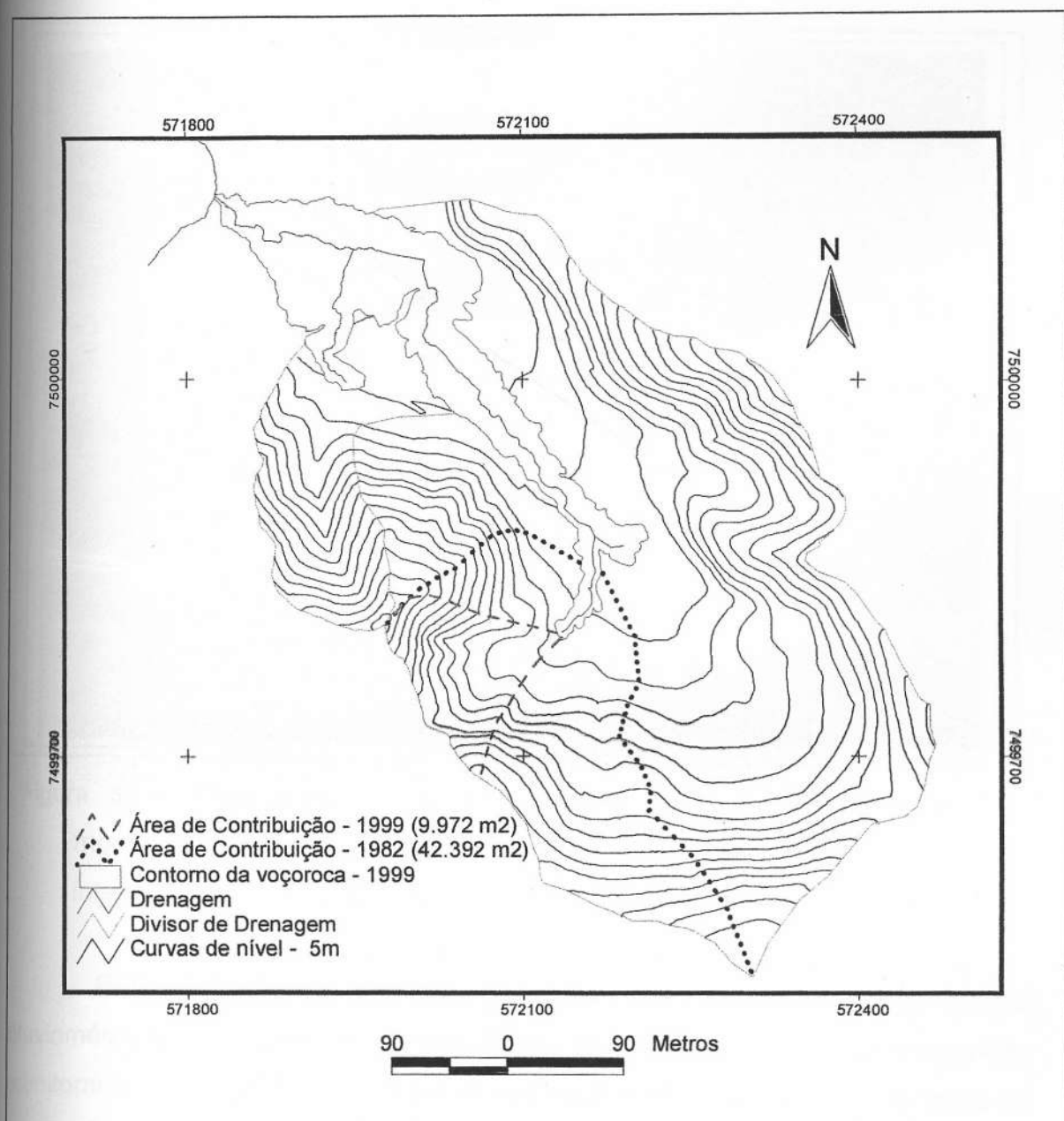


Figura – 54 – Mapa topográfico da EEBV revelando a diminuição da área de contribuição de drenagem para cabeça do canal-dígito ativo da porção superior entre 1982 e 1999, causada pela progressão remontante do canal-dígito nesse período em direção aos divisores topográficos.

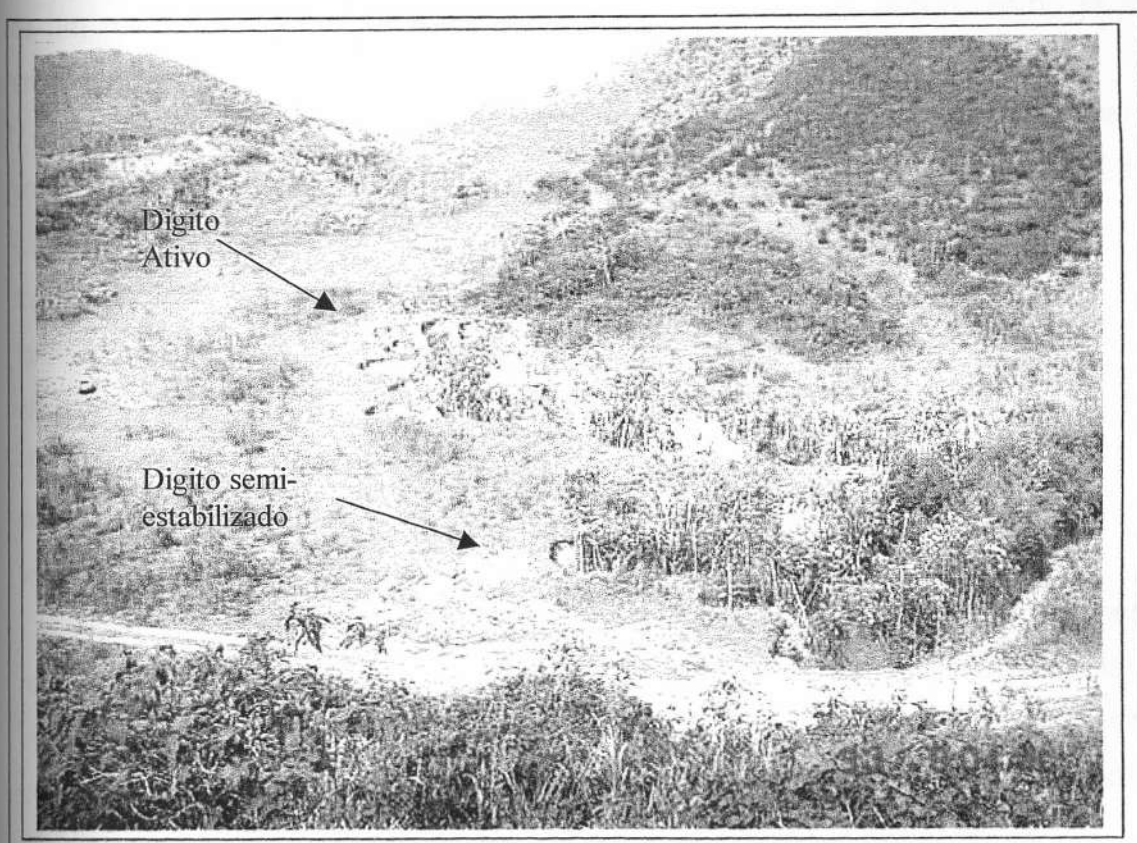


Figura 55 – Vista aérea da porção superior do anfiteatro da EEBV, mostrando um processo de revegetação espontânea diferencial no interior dos dois canais-dígitos da porção superior do voçorocamento.

ROCHA LEÃO et al (2002) apontaram que as variações nos índices pluviométricos não parecem controlar diferenças nas taxas de recuo no período monitorado (1982 - 2002), não podendo se explicar essa aceleração nas taxas de recuo observadas no dígito ativo entre 1994 e 1999, somente levando-se em consideração diferenças no regime pluviométrico entre esses períodos.

COELHO NETTO (1999) registra que a aceleração nas taxas de recuo do dígito da porção superior durante a década de 1990 ocorreu após a incisão atingir uma camada aluvio-coluvionar, de textura mais arenosa que os solos coluviais subjacentes. Esses solos coluviais, por serem mais resistentes a remoção, minimizaram as taxas erosivas durante um certo período, ocasionando a formação

de um nível de base no contato entre as duas camadas (NB2), como já dito anteriormente.

A observação das taxas de recuo indica que a incisão linear no canal da voçoroca, entre o final da década de 1980 e 1999, rebaixou o fundo do canal do dígito ativo em relação ao nível freático do vale vizinho (suspensão topograficamente), afetando os fluxos subterrâneos do aquífero regional. Tal fato, torna esse canal uma rota preferencial de saída da água subterrânea das encostas da cabeceira do anfiteatro da EEBV. Tal fato já foi apontado por HILL (1990) que revela uma rápida descarga da água subterrânea com rebaixamento do nível freático de cabeceiras em processo de voçorocamento em latitudes temperadas (EUA).

A progressão remontante do voçorocamento promoveu um expressivo rebaixamento do nível freático nas cabeceiras da EEBV, fato responsável pela não observação de fluxo de água perene no canal do dígito ativo a partir de janeiro de 2000, e conseqüentemente, pela sua relativa estabilização nos últimos anos do monitoramento.

Destaca-se ainda, que não foi registrada a formação de um aquífero temporário e suspensão em relação ao nível freático nas encostas a montante do dígito ativo, no contato dos depósitos quaternários com a rocha alterada. Ressalta-se que esse aquífero temporário foi o responsável pela evolução da cabeça do canal da voçoroca em períodos anteriores, como apontado por COELHO NETTO et al (1988), e que atualmente podem se observados níveis de saturação suspensos em relação ao aquífero freático nas porções central e inferior do voçorocamento, onde observam-se a propagação de novos canais-dígitos tributários (figura 56).

Durante a estação chuvosa, esse aquífero temporário produz fluxos sub-superficiais que exfiltram nas paredes localizadas à jusante dos níveis de base locais da porção superior da voçoroca. Esse mecanismo parece ser o principal responsável pelo recuo lateral das paredes no eixo-tronco da voçoroca, e também, pela progressão relativamente mais acelerada de três novos canais-dígitos localizados na porção média-inferior da voçoroca. (Figura 53b)

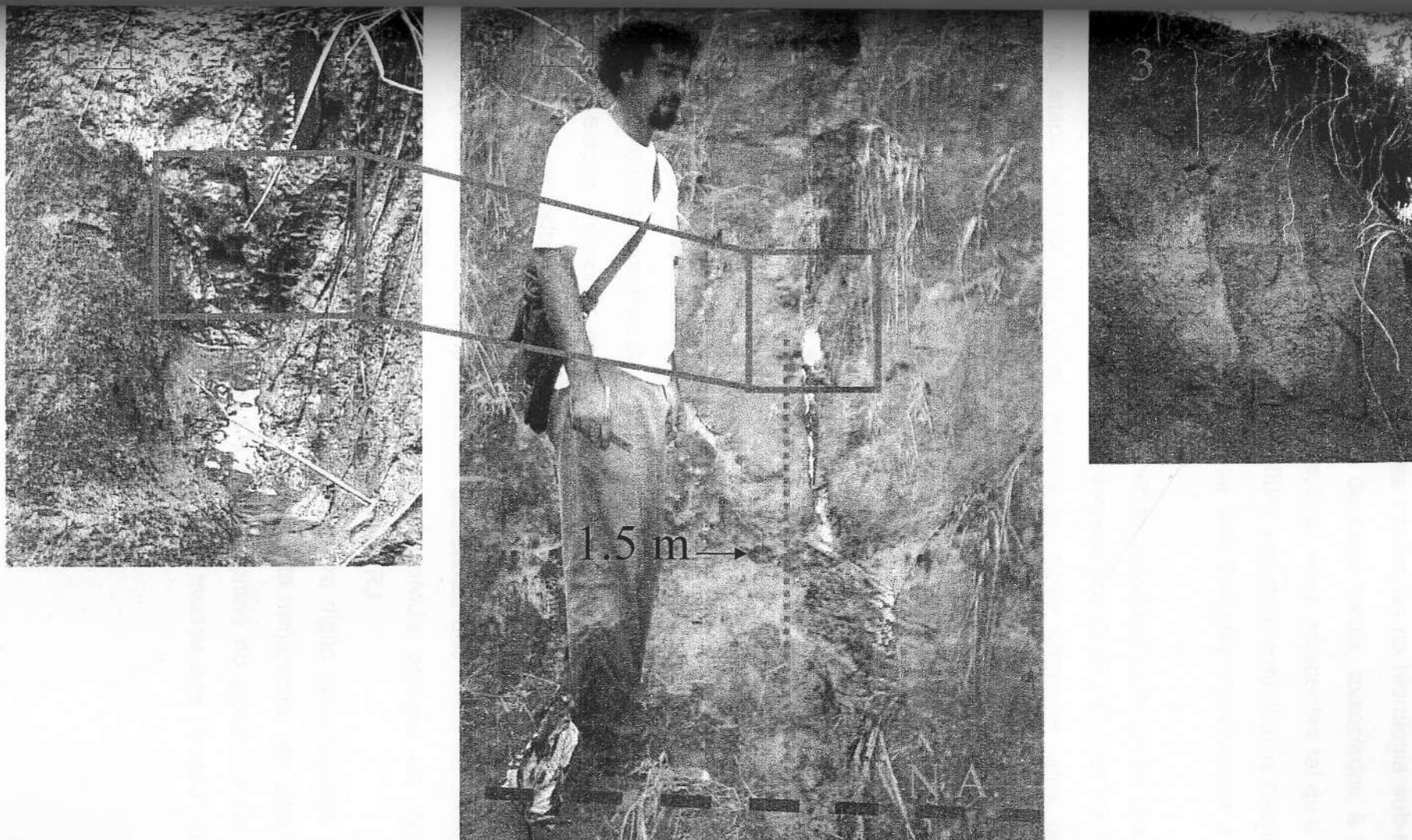


Figura 56 - Face de exfiltração do aquífero temporário na parede da voçoroca (1) suspenso a cerca de 1,50m acima do aquífero regional (2) e responsável por solapamento nas bordas e recuo lateral da voçoroca (3). Estação Experimental da Fazenda Bela Vista (Maio de 2004)

A dinâmica geomórfica, com as mudanças na hidrologia sub-superficial promovidas pela migração dos níveis de base locais, associados à hidrologia subterrânea das cabeceiras da EEBV e dos vales adjacentes tal qual apontado por (COELHO NETTO 2003 e LEAL, 2004), parecem controlar as diferenças nas taxas de recuo remontante da voçoroca nos períodos monitorados a partir de 1982.

Não se descarta também o papel da resistência diferencial dos materiais a remoção que, como apontado anteriormente por COELHO NETTO (1999) em uma etapa anterior do recuo remontante, pode promover uma dissecação diferencial no canal da voçoroca, inclusive com formação de níveis de base locais.

Os resultados sumarizados por LEAL (2004) e MORAIS SILVA (inédito), foram baseados em duas linhas de perfis de sondagens, que partem da cabeça de cada dígito em direção aos divisores, e indicam diferenças texturais entre os solos localizados nas encostas situadas à montante de cada um dos dígitos. No dígito ativo as camadas coluviais sobrejacentes ao saprolito são predominantemente arenosas enquanto que no dígito semi-estabilizado ocorre uma camada de mais ou menos 3 metros de espessura que é predominantemente argilosa.

Como essas sondagens foram conduzidas acima da voçoroca, representam uma superfície do terreno que ainda não foi dissecada, não podendo explicar etapas anteriores, quando a incisão se deu sobre materiais que já foram removidos, servindo no entanto, para mapear as características dos materiais nas rotas de expansão da voçoroca, trabalho que vem sendo conduzido por MORAIS SILVA (inédito) sobre o comportamento geotécnico dos materiais presentes nas cabeceiras da EEBV, em pesquisa desenvolvida através de parceria do GEOHECO-UFRJ e da COPPE/GEOTECNIA-UFRJ.

Na porção inferior do anfiteatro um outro dígito ativo bifurcou do tronco central no início da década de 1990, progredindo remontante em direção a uma concavidade estrutural suspensa. Os mapeamentos do perímetro da voçoroca indicam um recuo acelerado desse dígito, que mudou sua direção principal ao

atingir e segmentar uma estrada de terra, passando a seguir preferencialmente essa direção, com uma taxa de recuo remontante bastante elevada (196m^2) entre 1994 e 1999.

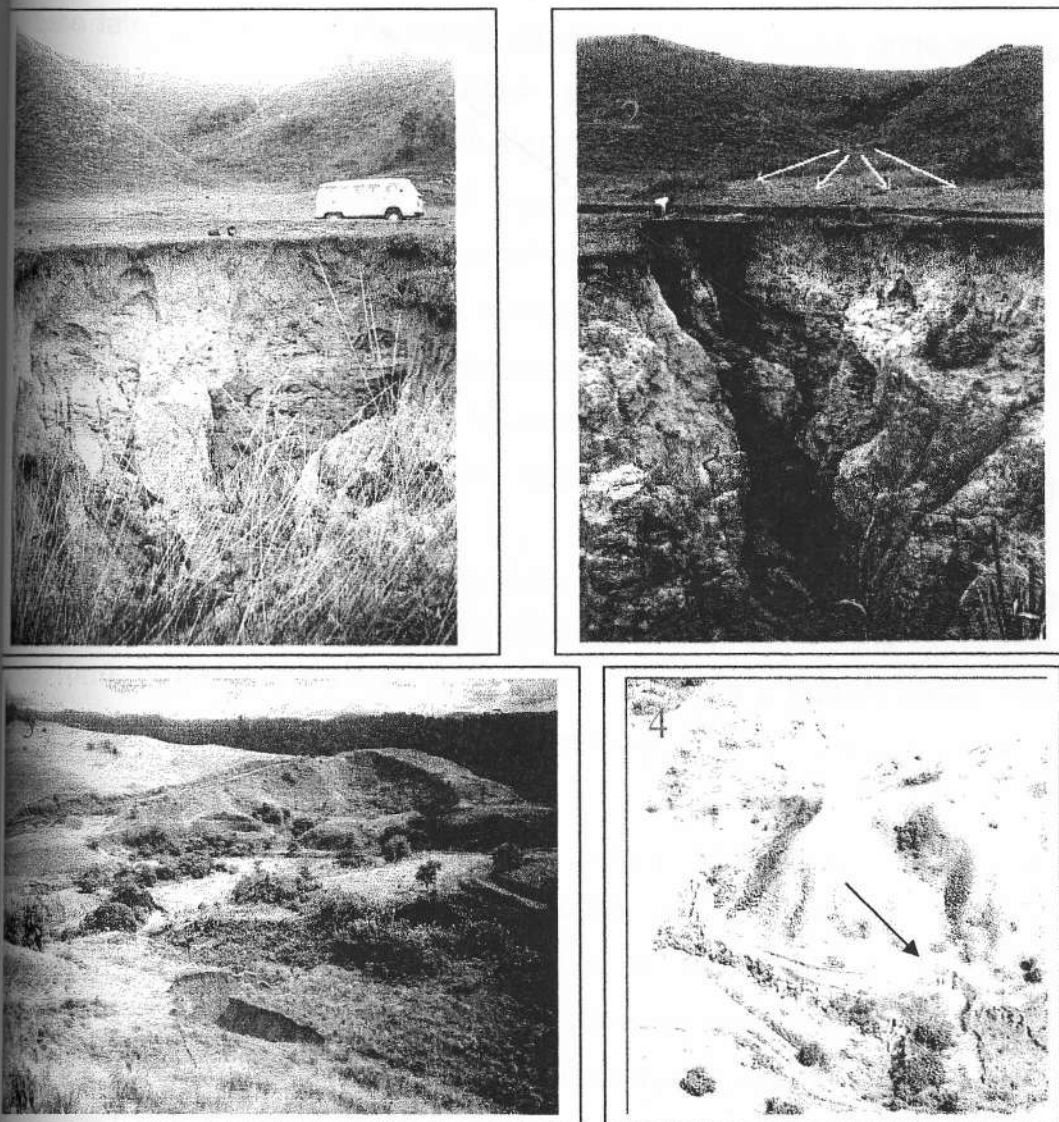


Figura 57– Detalhes do recuo remontante no canal digito tributário da porção inferior da voçoroca da EEBV, mostrando as rotas de progressão dessa porção da voçoroca nos últimos 20 anos. 1 – Progressão remontante em direção a concavidade estrutural suspensa, sem interferência da estrada (1985); 2 – A progressão atinge e segmenta a estrada começando a mudar sua direção preferencial de recuo remontante (1990) 3 – A progressão avança aceleradamente seguindo a direção da estrada (1999); 4 – Vista aérea da EEBV com destaque para a progressão remontante do canal-dígito tributário da porção inferior.

No canal desse dígito não se observam níveis de base locais, sendo o fundo do canal na cabeça do dígito ativo praticamente ajustado ao nível do canal do eixo-tronco, que por sua vez ajusta-se ao nível do canal do Rio Piracema. Esse fato contribui para a rápida expansão desse dígito, onde se observam as paredes mais abruptas e mais extensas, que evidenciam as maiores profundidades de todo o voçorocamento.

Destaca-se ainda, que nas paredes desse dígito, foram observadas algumas fáceis de exfiltração suspensas em relação ao lençol freático, tornando evidente que a formação de um aquífero temporário nas porções média e inferior da voçoroca durante os períodos mais chuvosos constitui-se em um importante fator para o recuo lateral das paredes da voçoroca, como anteriormente apontado por COELHO NETTO et al (1988) também para a cabeça dos canais dígitos da porção superior.

Na porção inferior do anfiteatro da EEBV, onde se propaga o dígito ativo, esse nível suspenso de saturação ocorre a uma profundidade significativa (cerca de 10m), já próximo ao nível freático, o que causa a grande altura das paredes nessa porção da voçoroca, que são solapadas na base, pela exfiltração de fluxos sub-superficiais.

Em algumas observações de campo, esses fluxos foram identificados imediatamente acima da zona de ascensão capilar, acima do nível freático. A frente de molhamento que percola pelo perfil, oriunda da infiltração da água da chuva (recarga local), flui lateralmente a partir da zona de contato com o trecho do perfil afetado pela ascensão capilar promovida pela proximidade do nível freático.

Esses fluxos de água sub-superficiais exfiltram na base das paredes da voçoroca, cerca de 1,5m acima do nível freático, que é ajustado ao nível altimétrico do fundo do canal e são responsáveis pelo recuo lateral das mesmas.

VII.2. O recuo dos níveis de base locais e modificações nos gradientes topográficos nas cabeceiras da EEBV.

O recuo dos níveis de base locais foi monitorado através da comparação do perfil interno da voçoroca, extraído do levantamento topográfico realizado em 1982, com dois perfis internos registrados por mensurações de campo em 1990 (COELHO NETTO, inédito) e em 2001 (no presente trabalho). Foram então registradas as taxas de incisão linear total no fundo do canal da voçoroca entre os períodos (1982-1990 e 1990-2001) para o eixo-tronco central e para os dois dígitos tributários da porção superior. Foram também registradas as taxas de recuo remontante dos degraus topográficos (níveis de base locais) no canal da voçoroca.

A figura 58 revela a incisão linear nos diferentes segmentos da voçoroca, revelando uma profunda incisão no dígito ativo da porção superior, que modificou o gradiente topográfico das encostas situadas a montante da cabeça do canal desse dígito tributário. Revela ainda uma dissecação expressiva no canal do eixo-tronco central da voçoroca, na área localizada a jusante do nível de base da porção superior (NB2), principalmente entre 1982 e 1990. A partir de 1990 foram reduzidas as taxas de incisão linear nesse trecho do canal, iniciando-se uma etapa de dissecação preferencial nos dígitos da porção superior, especialmente no canal-dígito ativo.

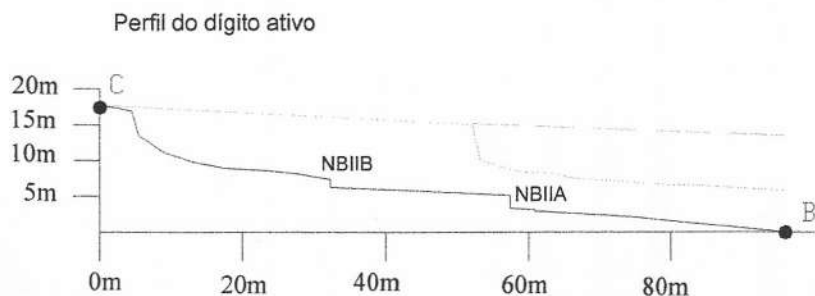
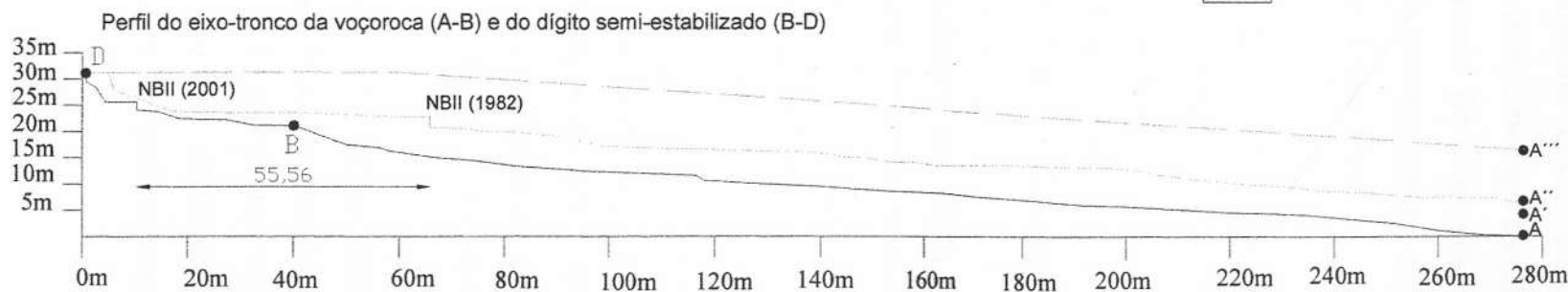
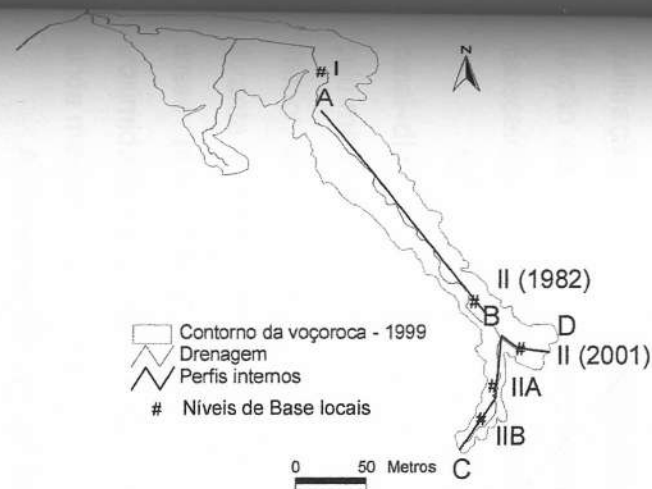
Na mesma figura observa-se que o nível de base local da porção superior (N.B.2) apresentou um recuo lateral de 55m pelo eixo do tronco central entre 1982 e 2001, se encontrando atualmente a poucos metros da cabeça do dígito semi-estabilizado.

A partir do ponto de entroncamento entre os dois canais-dígitos da porção superior (semi-estabilizado e ativo), propagou-se mais um nível de base local (N.B.2A), que se encontra atualmente a aproximadamente 30m a partir do ponto de bifurcação com o eixo do tronco central.

Taxa de Incisão Linear	1982 -1990	1990-2001
Total no Período (m)	3,08	2,76
Taxa anual (mm/ano)	385	251

Taxas de incisão nos canais dígitos tributários da porção superior da voçoroca

Taxa de Incisão Linear	Dígito Ativo	Dígito Semi-estabilizado
Total no Período (m)	1,008	1,77
Taxa anual (mm/ano)	336	93



- Perfil interno - 1982
- Perfil interno - 1990
- Perfil interno - 2001
- Perfil do anfiteatro

Figura 58 – Perfis topográficos representando a superfície do anfiteatro e o fundo do canal da voçoroca em 1982 e 2001.

A migração remontante desse nível de base local provocou um ajuste topográfico entre o segmento inicial do canal-dígito ativo e o canal do dígito semi-estabilizado, onde foram observados fluxos de água perenes. A zona de exfiltração da água subterrânea dentro desses canais varia ao longo do ano, em função da elevação e rebaixamento do nível altimétrico do lençol freático nas cabeceiras da EEBV que ocorrem em resposta ao regime pluviométrico.

No entanto, a montante desse nível de base local (NB2a) o fundo do canal-dígito se encontra suspenso em relação ao nível freático da cabeceira e, pelo menos entre 1999 e 2004, não foi observado fluxo de água perene no seu interior, ao contrário, todas as ocorrências de fluxo ocorreram de forma efêmera, durante e imediatamente após eventos de elevada pluviosidade. A montante desse nível de base local (NB2a) encontra-se um outro (NB2b) já nas proximidades da cabeça do dígito ativo, que suspende o fundo do canal-dígito ainda mais em relação ao ponto de bifurcação com o dígito semi-estabilizado.

A observação do perfil interno em 2001, demonstrado pela figura 58, revela a existência de dois níveis de base locais no canal do dígito ativo da voçoroca (N.B.2a e NB2b). Esses dois níveis de base locais suspendem o fundo do canal do dígito ativo em cerca de 2m em relação ao fundo do canal do dígito semi-estabilizado, que é ajustado ao atual nível freático da cabeceira e apresentou fluxo perene de água durante todo o período de monitoramento.

Portanto, a distribuição espacial desses níveis de base locais afetam toda dinâmica hidro-geomórfica da voçoroca, ao definir diferentes segmentos do canal (no interior do eixo-tronco e dos canais dígitos tributários) que se ajustam a cotas altimétricas distintas, e por isso, sofrem um efeito diferencial da hidrologia subterrânea.

Esses níveis de base locais são rupturas de declive abruptas no fundo do canal, estando associados à dissecação de camadas com propriedades diferentes e acabam formando degraus no fundo do canal da voçoroca. Esses níveis de base internos no canal da voçoroca além de alterarem o gradiente topográfico nas encostas laterais, afetam também a sedimentação no fundo da voçoroca,

promovendo uma estocagem diferencial dos sedimentos colapsados das paredes e remobilizados pelo fluxo de água no canal da voçoroca.

Pelo monitoramento do perfil topográfico, nota-se que quando um desses níveis de base é dissecado pelos processos erosivos, inicia-se um rápido processo de incisão linear e recuo lateral, que promove o rebaixamento do fundo do canal e propaga a montante uma onda erosiva. Ressalta-se porém, que esse processo de remoção dos materiais não é uniforme dentro do canal da voçoroca, sendo possível a preservação de trechos residuais que testemunham a antiga superfície do canal, associada ao período anterior ao recuo remontante do nível de base local. Esse efeito se propaga remontante até que se atinja uma nova condição de ajuste ao novo gradiente topográfico. Esse rebaixamento do fundo do canal promove uma rápida descarga da água subterrânea nas cabeceiras podendo promover alterações no nível freático e nos gradientes hidráulicos responsáveis pela movimentação da água subterrânea.

As figuras 59 e 60 trazem os perfis topográficos transversais mensurados nos canais dígitos ativos da porção superior e inferior da voçoroca da EEBV. Na figura 59 nota-se claramente o papel exercido pelos níveis de base locais no processo de dissecação no canal da voçoroca. Esses perfis localizados a jusante dos níveis de base locais (1 e 3) revelam antigas superfícies testemunhas da cota do fundo do canal antes da incisão e do recuo remontante associados a ruptura desses níveis de base locais. O perfil 2 demonstra uma típica seção do canal da voçoroca, que apresenta um processo interno de dissecação diferencial.

Os demais perfis da figura 59 localizam-se a montante dos níveis de base locais (NB2a e NB2b) e portanto não apresentam degraus topográficos associados a migração dos níveis de base locais. Apresentam um padrão típico de expansão da rede de drenagem, com aumento de ramificações e diminuição da profundidade em direção as cabeceiras.

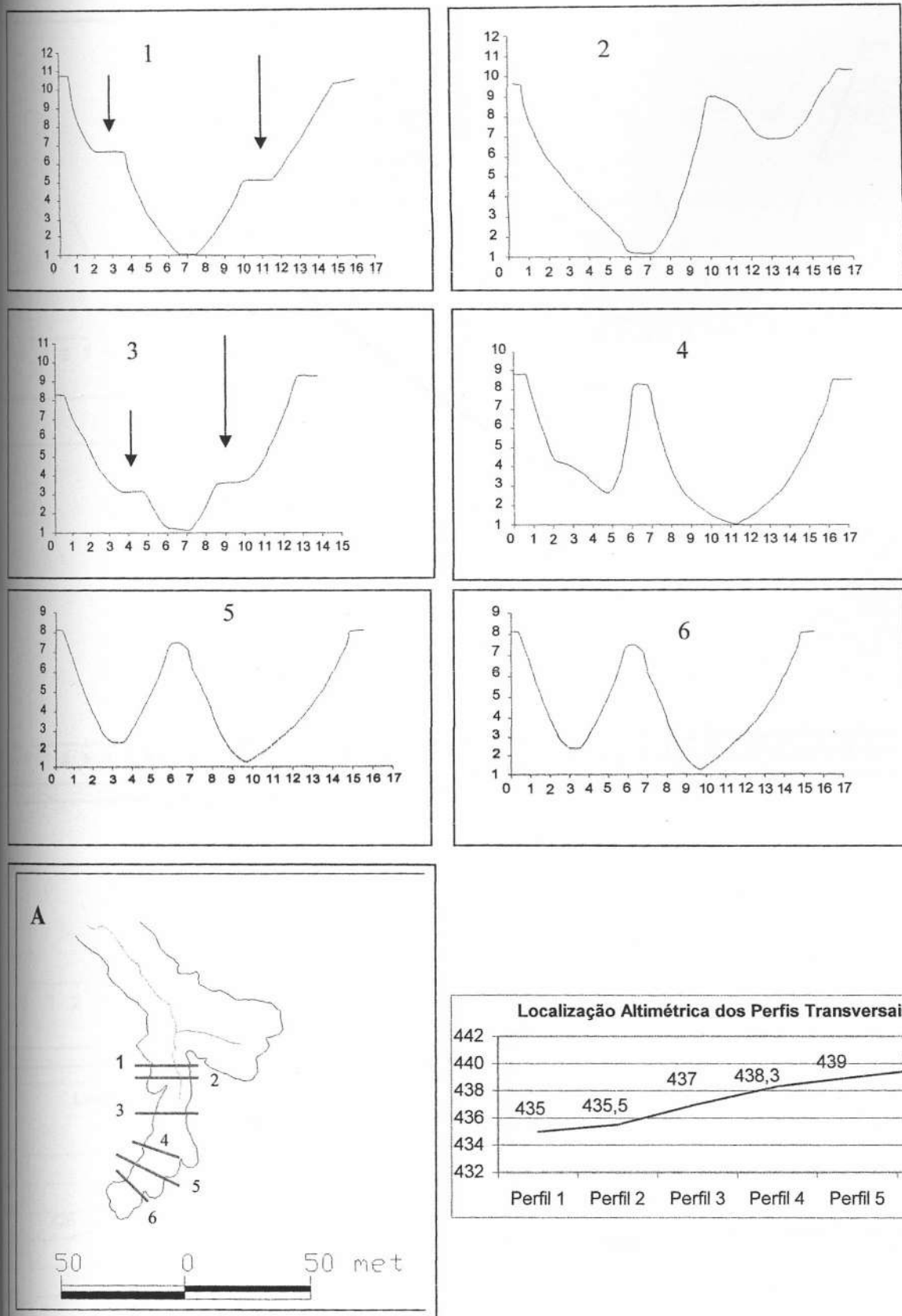
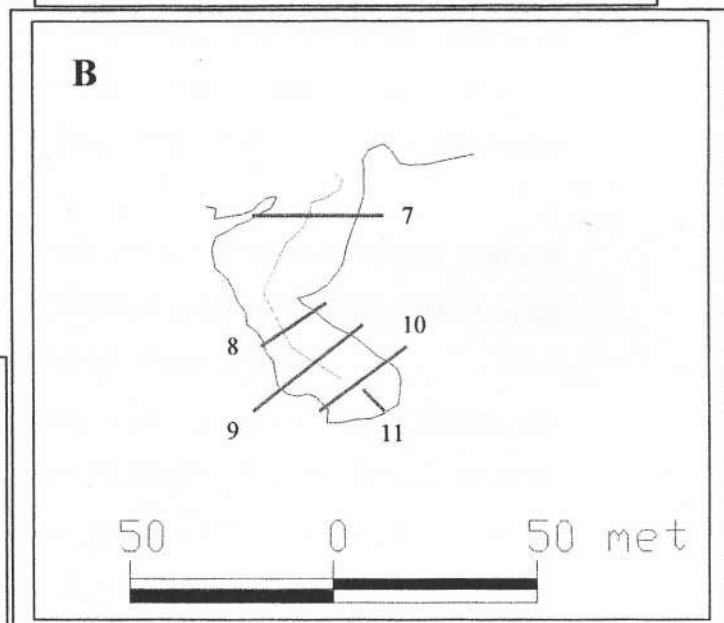
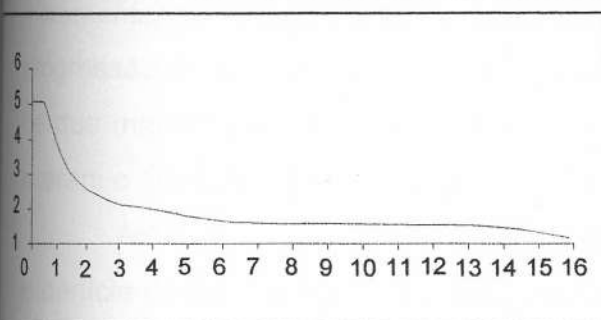
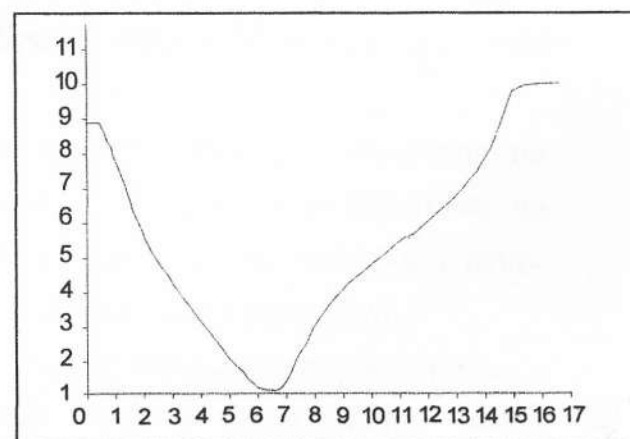
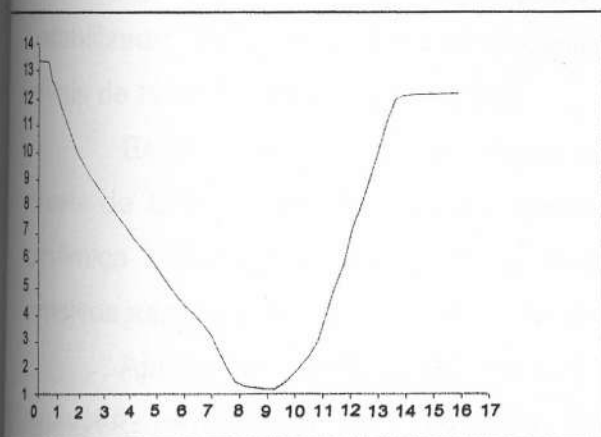
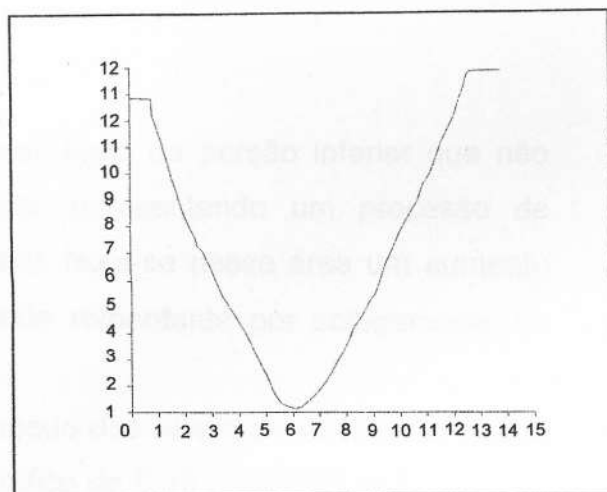
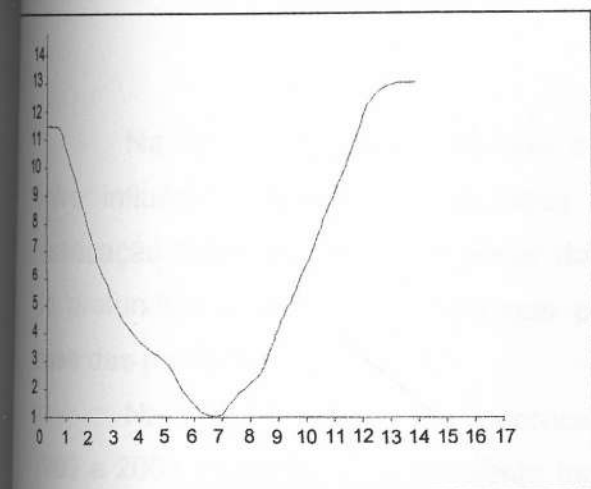


Figura 59 - Perfis topográficos transversais ao canal da voçoroca mensurados no interior do canal-dígito ativo da porção superior (unidade: metros). Os perfis 1 e 2 localizam-se a jusante do nível de base local (NB2a); O perfil 3 localiza-se a jusante do outro nível de base local (NB2b); os perfis 4, 5 e 6 localizam-se a montante dos níveis de base locais, não sofrendo ainda influência do recuo dos mesmos em sua morfologia.



Localização Altimétrica dos Perfis Transversais

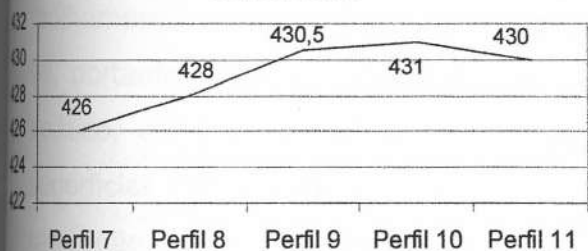


Figura 60 - Perfis topográficos transversais ao canal da voçoroca mensurados no interior do canal-dígito ativo da porção inferior (unidade: metros).

Na figura 60 observa-se que o canal dígito da porção inferior que não sofre influência dos níveis de base locais, apresentando um processo de dissecação mais uniforme no interior do canal. Nota-se nessa área um aumento de profundidade do canal inciso que progride remontante por solapamento na base das paredes da voçoroca.

Na porção superior da voçoroca o recuo dos níveis de base locais entre 1982 e 2001 incrementou o gradiente topográfico de 0.23 para 0.31 nas encostas localizadas a montante do dígito ativo e de 0.16 para 0.17 no dígito semi-estabilizado, demonstrando que o dígito ativo foi mais afetado pelo recuo dos níveis de base locais nesse período.

Essas mudanças geomórficas, controladas pela migração remontante de níveis de base locais dentro da voçoroca, parecem ter um papel importante na dinâmica hidrológica sub-superficial, e conseqüentemente nos processos hidro-erosivos associados ao recuo remontante mais acelerado no dígito ativo.

Aponta-se nesse caso um típico caso de retro-alimentação, já que a evolução remontante da voçoroca (incisão linear e recuo lateral) acaba incrementando o gradiente topográfico das encostas. No entanto, como a progressão é controlada por fluxos subterrâneos torna-se fundamental identificar de que maneira essas alterações na topografia no interior do canal da voçoroca alteram o gradiente hidráulico nas encostas.

Além disso, o rebaixamento do nível freático aumenta a distância entre a superfície do terreno, que é a zona de entrada dos fluxos de infiltração das chuvas locais e a zona de ascensão capilar sobrejacente ao nível freático.

Dessa maneira, alteram-se as características do avanço da frente de molhamento pela agora mais extensa zona não saturada do solo. Não descarta-se, portanto, uma importante função desse processo de rebaixamento do nível freático, com ampliação da zona não saturada, na dinâmica hidrológica sub-superficial, dificultando, mas não impedindo, a formação de níveis suspensos de saturação, e conseqüentemente, afetando a dinâmica hidro-erosiva das cabeceiras e os mecanismos responsáveis pela progressão da voçoroca.

A figura 61 revela uma face de exfiltração de fluxos sub-superficiais fotografada no final da década de 80, durante pesquisas de campo conduzidas por COELHO NETTO et al (1994). Pela figura, observa-se que a face de exfiltração, localizada a jusante do nível de base local 2, encontrava-se entre os depósitos quaternários e o saprolito subjacente, de textura mais argilosa. Tal fato levou a uma associação entre a descontinuidade hidráulica entre os dois materiais e a formação de um nível suspenso de saturação, responsável pelo recuo lateral das paredes da voçoroca por *seepage erosion* na face de exfiltração.

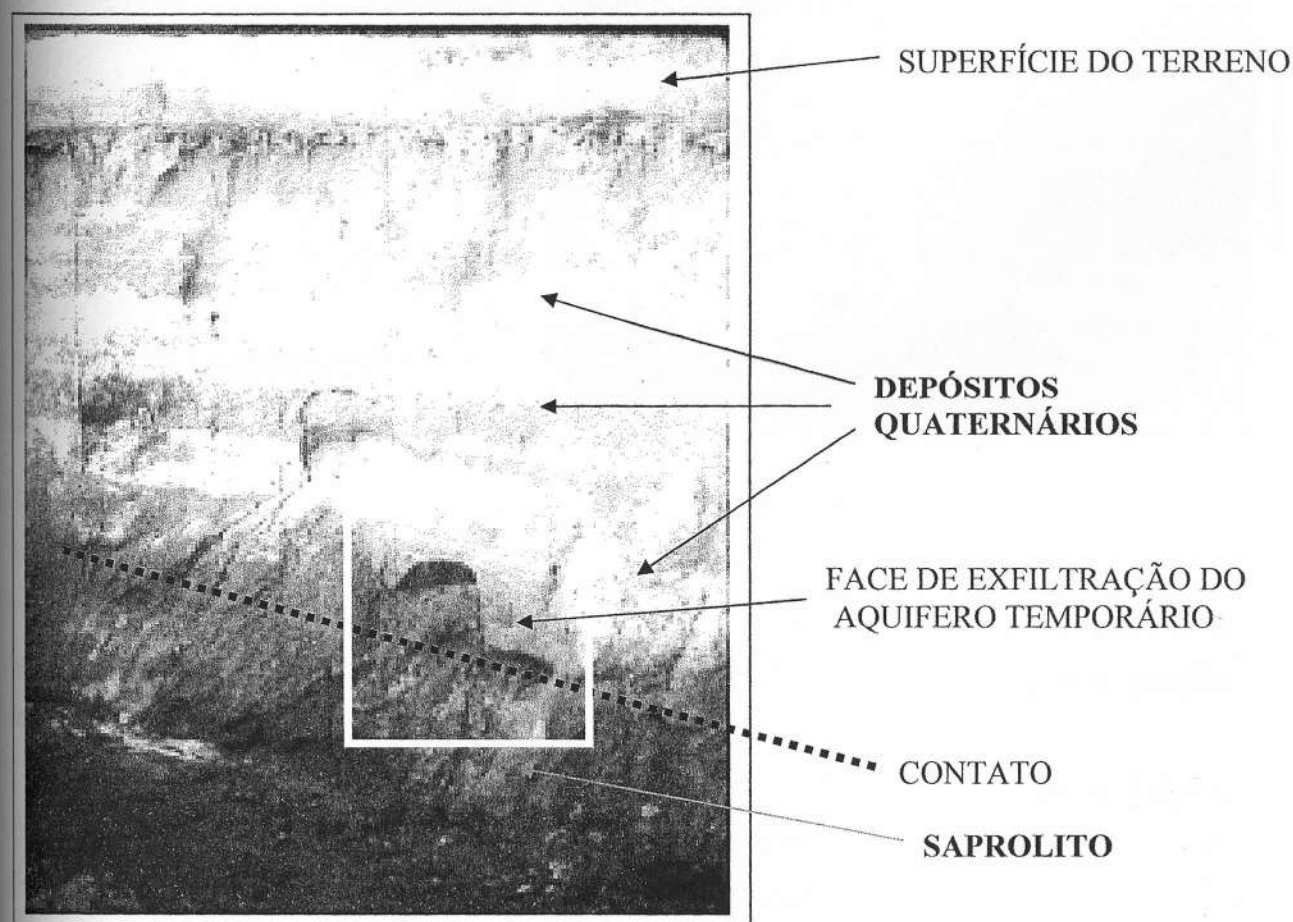


Figura 61 – Fotografia de 1988 que revela a face de exfiltração localizada entre os depósitos quaternários e o saprolito subjacente. A exfiltração de fluxo sub-superficial produz o recuo lateral do eixo-tronco da voçoroca por mecanismo de *seepage erosion*. Os fluxos sub-superficiais associam-se a formação de um aquífero temporário na base dos depósitos quaternários mais permeáveis que o saprolito. Essa descontinuidade hidráulica no perfil gera um nível suspenso de saturação que se forma durante períodos de concentração de chuvas, e que se associam à recarga local nas encostas da EEBV.

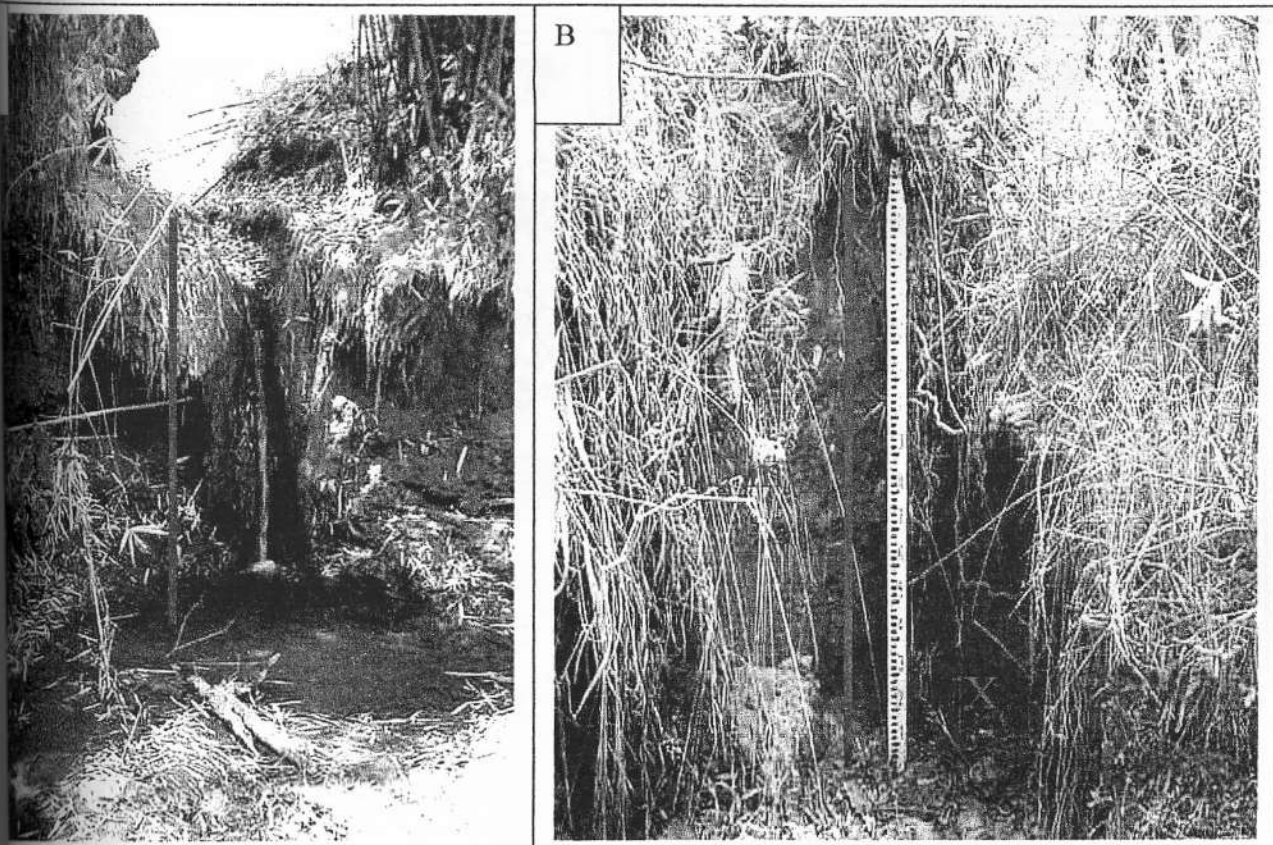


Figura 62 – Fotos de dois Níveis de Base Locais localizados dentro do canal do voçorocamento da EEBV.

A – NB1- Localizado na porção média inferior: apresenta fluxo de água perene e suspende topograficamente o fundo do canal do eixo-tronco em relação à porção inferior da voçoroca que é ajustada ao nível do Rio Piracema.

B –NB2A – Localizado no canal –dígito ativo da porção superior: suspende em 1,5m o fundo do canal na cabeça do dígito ativo, que, a partir desse ponto apresenta cotas altimétricas mais elevada do que a cota do nível freático e por isso não foram observados fluxos de água perene em seu interior. O X em vermelho assinala a posição da zona de exfiltração de água subterrânea registrada em janeiro de 2000.



Figura 63 – Fotos mostrando o recuo remontante dos níveis de base locais da porção superior do voçorocamento da EEBV.

A **Foto B** registra o NB2 em 2002. Notar que dentro do bambuzal, que demarca a posição do NB2 em 1982, ocorreu o recuo remontante desse nível de base local (direção indicada pela seta azul). Esse recuo se deu pela incisão de um canal estreito, que progrediu remontante até o ponto de bifurcação entre os dois canais-dígitos (ativo e semi-estabilizado).

A **Foto C** revela o posicionamento atual do NB2, próximo a cabeça do canal-dígito semi-estabilizado. Notar que a revegetação espontânea que se estabeleceu dentro da voçoroca não consegue controlar a dinâmica hidro-erosiva, sendo que o desabamento das árvores testemunha a reativação erosiva dentro desse dígito, provavelmente associada a migração remontante de nível de base local (NB2).

VII.3. O regime pluviométrico regional e o comportamento da água subterrânea nas cabeceiras da EEBV.

O comportamento da água subterrânea nas cabeceiras do anfiteatro da EEBV foi monitorado entre 2000 e o início de 2004 por uma rede de poços e piezômetros. Ao longo desse tempo a rede foi sendo ampliada com novas estações conforme descrito no capítulo VI. As entradas de chuvas foram obtidas nas Estações Meteorológicas de Bananal e da Serra da Bocaina, já que o aquífero monitorado possui um comportamento regional, ou seja, não se correlaciona somente com as chuvas locais registradas no anfiteatro.

A figura 64 revela a precipitação mensal em todo o período de monitoramento, tornando nítida a diferenciação entre estações chuvosas e as estiagens na bacia do Rio Bananal.

No compartimento das colinas, representado pela Estação Bananal, o início do monitoramento revelou um período chuvoso bem marcado, com destaque para o mês de janeiro de 2000, que acumulou quase 500mm de precipitação. Este valor foi bem superior à média histórica (250mm) e não foi mais registrado no restante do monitoramento. Os valores elevados desse período ocorreram devido aos cinco primeiros dias do mês, que acumularam mais de 350mm de precipitação, sendo que somente no dia 03/01/2000 a chuva foi de mais de 150mm.

Nesse período, embora a rede de monitoramento de água subterrânea não estivesse ainda ativada na área da EEBV, foi observado exfiltração de água no dígito ativo da porção superior, na base do nível de base local (NB2A). Observações de campo registraram que após cerca de 15 dias o fluxo no dígito ativo desapareceu, não sendo mais registrado nenhuma ocorrência desse tipo no restante do período de monitoramento. Destaca-se ainda que, em fevereiro de 2000, quando se deu o início do atual período de monitoramento, o piezômetro 2, localizado a poucos metros da cabeça do dígito ativo, registrou os maiores valores de carga de pressão em todo período monitorado (quase 500cmH₂O).

Os anos seguintes apresentaram verões sem ocorrência de eventos extremos de precipitação, com o período das chuvas iniciando-se em outubro (2003/2004), em novembro (2000/2001/ e 2002/2003) e somente em dezembro no verão de 2001/2002. A precipitação mensal durante as estações chuvosas apresentou valores de precipitação entre 200mm e 300mm, com exceção de janeiro de 2000 que superou esses valores e de janeiro de 2001, novembro-dezembro de 2003 e janeiro de 2004, onde os valores foram inferiores.

O total acumulado não apresentou grandes variações entre as estações chuvosas monitoradas, inclusive o ano de 2000, que apresentou um mês de janeiro muito chuvoso. No entanto, a época em que se inicia a estação chuvosa parece se relacionar com a distribuição temporal das cargas de pressão da água subterrânea nas cabeceiras da EEBV,.

Uma análise dos totais diários indica que a distribuição temporal da chuva dentro das estações chuvosas é um fator relevante, principalmente para se relacionar às entradas de chuva com o escoamento da água nas encostas, incluindo fluxos sub-superficiais rasos e a circulação da água subterrânea, pois a intensidade da precipitação também parece controlar os processos de recarga dos fluxos sub-superficiais.

De fato, o acúmulo de chuvas em dias seguidos pode alterar a condição de umidade do solo afetando os processos de infiltração e os potenciais matriciais que governam o avanço da frente de molhamento responsável pela recarga local da água subterrânea. Além disso, a condição de umidade antecedente dos solos é um fator relevante para a produção do escoamento superficial, especialmente em áreas do anfiteatro localizadas nos eixos das concavidades (principal e tributárias) que tendem a concentrar os fluxos de água nas encostas.

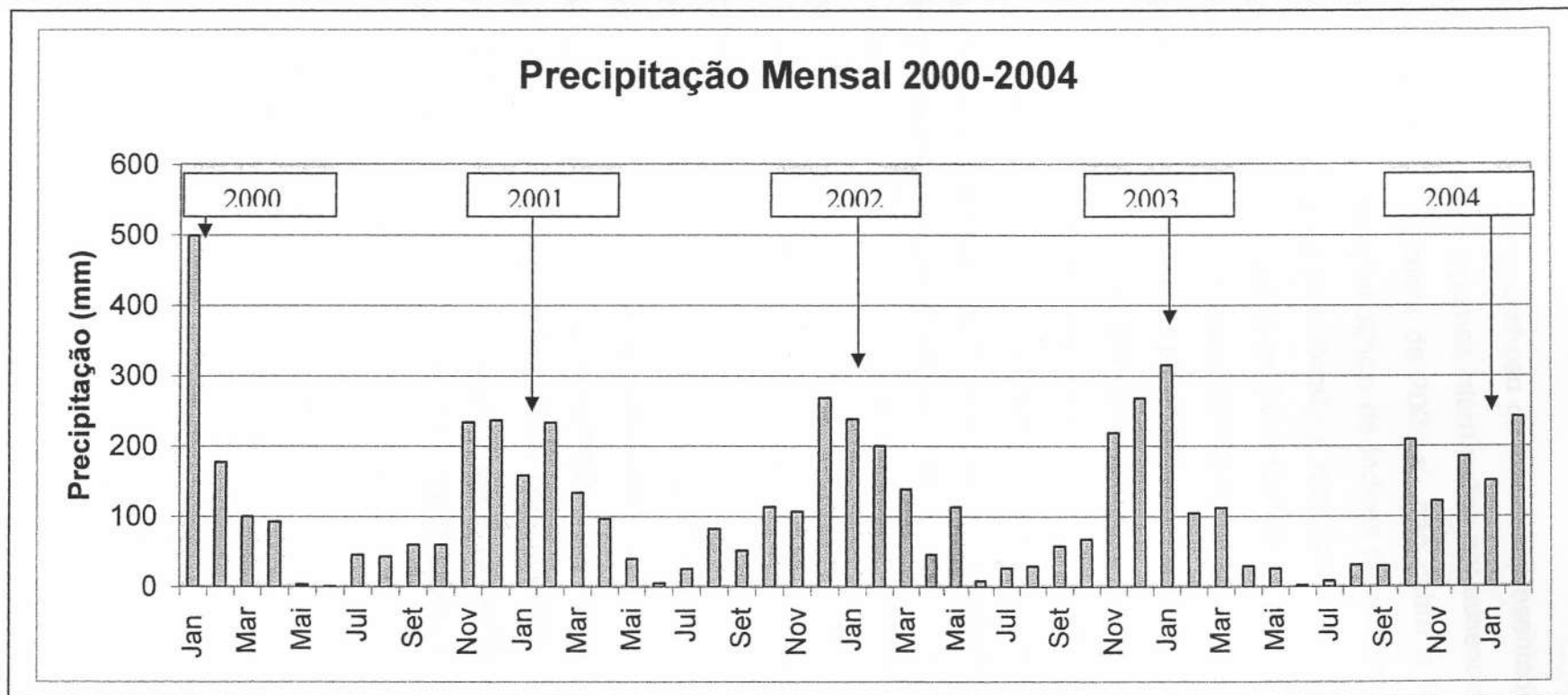


Figura 64 – Histograma de Precipitação Mensal entre janeiro de 2000 e fevereiro de 2004 com dados fornecidos pela Estação Meteorológica de Bananal, mostrando os períodos chuvosos e as estiagens registradas no período de monitoramento.

No compartimento montanhoso da bacia, representado pela Estação da Serra da Bocaina apesar de algumas interrupções por ausência de dados (a série disponível termina em dezembro de 2002 e não cobre o final do período de monitoramento) nota-se uma tendência de índices pluviométricos mais elevados, fato já amplamente discutido pela literatura, que aponta a ocorrência de chuvas orográficas nas encostas elevadas da Serra do Mar, principalmente no verão, que apresenta um maior número de dias com chuva (figura 65).

Essa elevação dos índices pluviométricos mensais e anuais, registrada na Serra da Bocaina em relação ao compartimento de colinas, gera uma distribuição espaço-temporal não uniforme das precipitações sobre a bacia do Rio Bananal. Observa-se que em vários períodos ocorrem chuvas sobre a porção montanhosa da bacia enquanto o compartimento colinoso encontra-se no final da estiagem (primavera) ou no início do período seco (outono).

Dessa maneira, nota-se que a porção montanhosa funciona como uma importante zona de recarga para a bacia, propagando fluxos a jusante por cursos d'água fluviais e pelo movimento da água subterrânea devido ao gradiente hidráulico estabelecido entre os dois compartimentos da bacia, não descartando-se também, a circulação de água pela rede regional de fraturamentos no substrato geológico. De fato, as mensurações conduzidas pelo GEOHECO na bacia do Rio Bananal nos últimos anos vêm demonstrando a presença de fluxos artesianos em eixos de vale com controle lito-estrutural no compartimento colinoso da bacia, onde a rede de fraturamentos possui um papel relevante na circulação da água subterrânea (AVELAR & COELHO NETTO, 1992; LEAL, 2004) .

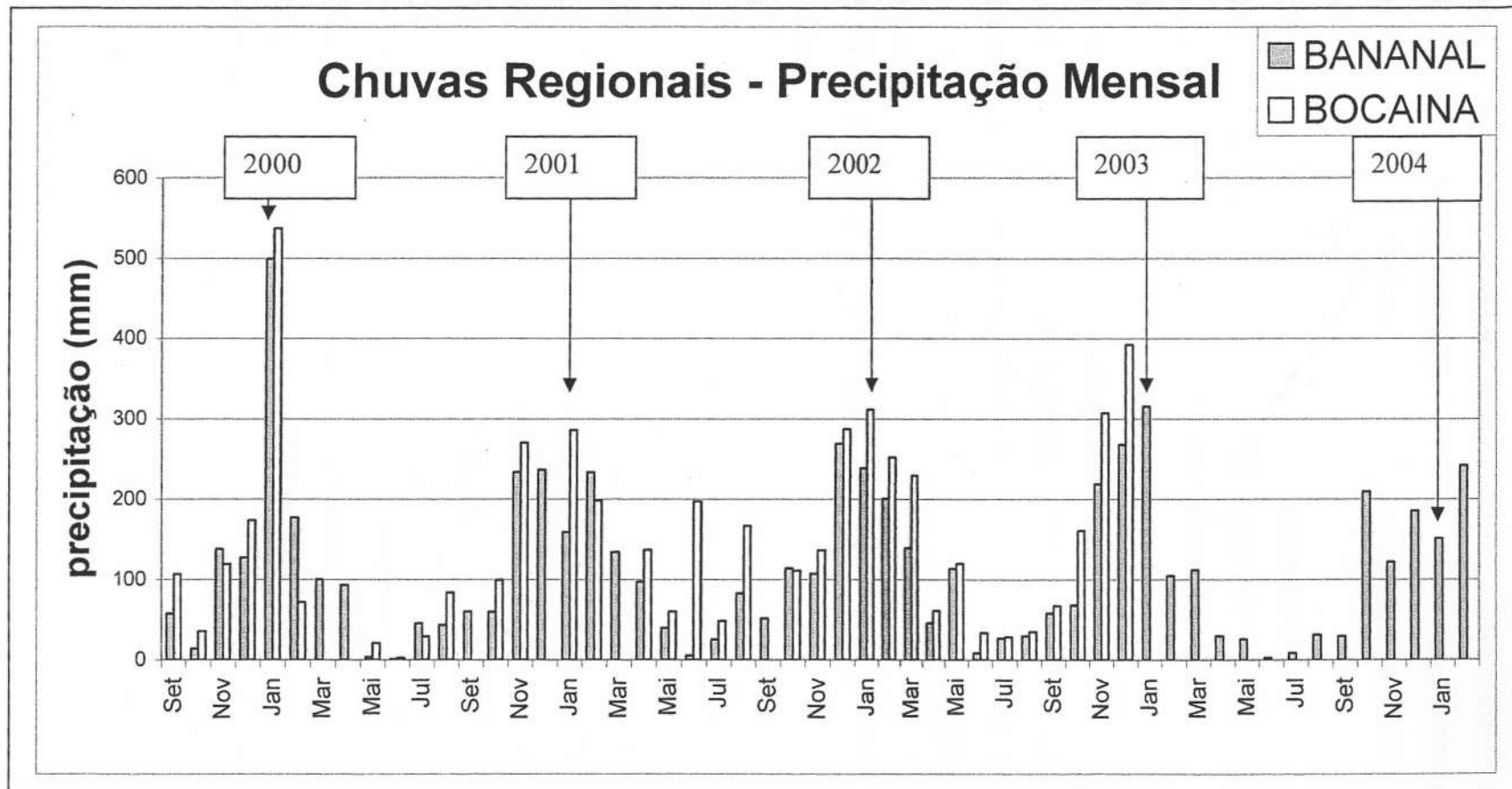


Figura 65 – Histograma de Precipitação Mensal das Estações Meteorológicas de Bananal e Serra da Bocaina entre os anos de 2000 e 2004; Serra da Bocaina com série interrompida em dezembro de 2002.

A figura 67 mostra o regime pluviométrico mensal e o comportamento da água subterrânea nas cabeceiras do dígito ativo da porção superior do anfietao da EEBV. Para tanto foi selecionada a estação 2, de monitoramento de água subterrânea, que apresentou registros contínuos de carga de pressão a partir de fevereiro de 2000 até fevereiro de 2004.

Observando-se a figura nota-se nitidamente um atraso de um a dois meses no tempo de resposta das cargas de pressão em relação às entradas de chuva regionais. Destaca-se ainda, que os valores máximos de carga de pressão só ocorreram entre quatro e cinco meses após o início da estação chuvosa, normalmente entre abril e junho, quando já se iniciou o período de estiagem.

Esse comportamento explica porque não foi achada correlação entre as chuvas diárias locais e as cargas de pressão nos piezômetros da EEBV, por ROCHA LEÃO et al (2002), e demonstra um padrão espacial regional para o aquífero monitorado.

A Figura 66 revela os períodos de elevação e rebaixamento dos valores de carga de pressão monitorados nas cabeceiras da EEBV.

Período	Tempo de resposta ao início das chuvas	Tempo de resposta do Pico de HP ao início da estação chuvosa	Período de tempo de rebaixamento de HP
1999/2000	-----	-----	11 meses
2000/2001	2 meses	4 meses	9 meses
2001/2002	1 mês	5 meses	7 meses
2002/2003	2 meses	4 meses	8 meses
2003/2004	1 mes	5 meses	-----

Figura 66 – Períodos chuvosos e tempo de resposta da água subterrânea às entradas de chuvas. Valores de Hp obtidos pela estação de monitoramento 2 da EEBV (piezômetro 2).

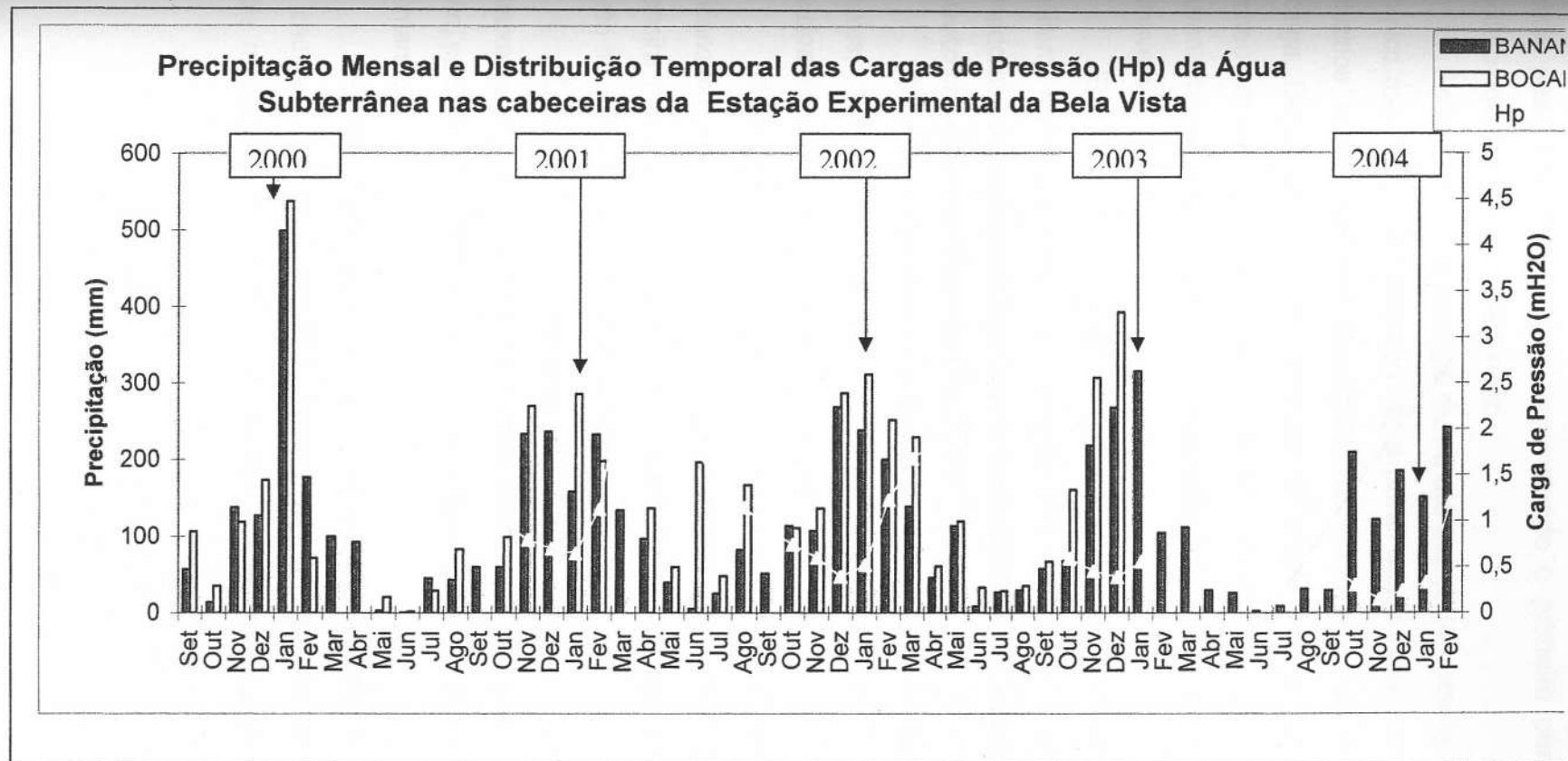


Figura 67 – Histograma com distribuição temporal das cargas de pressão (Hp) na EEBV e os valores de precipitação mensal obtidos nas estações de Bananal e Serra da Bocaina; Dados de carga de pressão registrados na estação de monitoramento da água subterrânea 2 localizada nas cabeceiras da porção superior do anfiteatro da EEBV. Os dados referentes a precipitação mensal na Serra da Bocaina não cobrem o período de 2003 e os dois primeiros meses de 2004.

No verão de 2000/2001 as chuvas aumentaram nos dois compartimentos da bacia em novembro, enquanto o piezômetro dois continuava a demonstrar uma redução nas cargas de pressão até meados de janeiro. A partir de então os valores passaram a aumentar, denunciando o primeiro período de recarga do aquífero no compartimento colinoso.

Esse período de recarga durou até março (4 meses), quando chegou-se a um pico nas cargas de pressão e, a partir desse mês, os valores foram sendo reduzidos lentamente até dezembro, quando iniciou-se um novo período de recarga. Destaca-se que no período de rebaixamento das cargas de pressão ocorreu um mês muito chuvoso no compartimento montanhoso (junho) fato que aparentemente influenciou uma diminuição menos abrupta dos valores durante a primavera.

Em janeiro de 2002, iniciou-se um segundo período de recarga do aquífero, como demonstra a elevação nos valores de carga de pressão. Esse período está associado às chuvas do verão 2001/2002, que apresentou o início da estação chuvosa em dezembro de 2001.

O início da resposta se deu em menos de um mês após o começo das chuvas, porém ressalta-se a ocorrência de uma primavera chuvosa, principalmente no compartimento colinoso da bacia.

O pico nos valores de carga de pressão foi atingido somente em maio, evidenciando um período de recarga de cinco meses, onde os valores subiram de maneira menos abrupta do que no período de recarga anterior associado ao verão de 2000/2001 (Figuras 66 e 67).

Entre julho e dezembro de 2002 ocorreu o segundo período de rebaixamento das cargas de pressão, com uma redução abrupta entre maio e julho, período que, ao contrario do ano anterior, não foi chuvoso no compartimento montanhoso.

Em Dezembro de 2002 iniciou-se o terceiro período de recarga, associado às chuvas do verão 2002/2003. Nesse período observa-se uma rápida resposta (dois meses) entre o início das chuvas e a elevação dos valores de carga de

pressão, que atinge o pico em abril de 2003, quase 4 meses após o início da estação chuvosa.

A análise das figuras 66 e 67 indica que o padrão de distribuição temporal de chuvas nos compartimentos montanhosos e colinosos da bacia é fundamental na determinação dos períodos de recarga e rebaixamento nos valores de carga de pressão na EEBV.

Quando chuvas no compartimento montanhoso se concentram no final da estação chuvosa (fevereiro e março), como no ano de 2002, o período de recarga, com elevação nos valores de carga de pressão, pode durar até junho, numa época de menor pluviosidade.

Ao contrário, quando os meses mais chuvosos no compartimento montanhosos ocorrem no fim da primavera, antecipando o início da estação chuvosa, o pico da recarga pode ocorrer em abril, como observado em 2001.

Essa distribuição temporal das cargas de pressão no aquífero regional do compartimento colinoso aparentemente possui um papel relevante na propagação de voçorocas nesse setor da bacia. COELHO NETTO et al (1988) indica que os fluxos sub-superficiais associados à propagação da voçoroca podem estar associado à formação de um aquífero local-temporário na base dos depósitos quaternários, que se associam às chuvas locais.

Portanto, quando chuvas locais de maior intensidade ocorrem em um momento de elevação nos valores de carga de pressão, fato somente registrado em janeiro de 2000 durante todo o período de monitoramento, as condições hidrológicas tornam-se mais propícias para atuação de ambos, aquífero temporário e regional, na propagação de fluxos sub-superficiais.

Esses fluxos, que exfiltram nas paredes da voçoroca e causam erosão remontante por *seepage erosion*, parecem se formar especialmente nas condições descritas acima.

Observações de campo e mensurações topográficas indicam que o último evento chuvoso que causou recuo remontante significativo das paredes da voçoroca ocorreu em janeiro de 2000, justamente quando ocorreu um evento extremo combinado com período de elevação nos valores de carga de pressão.

No entanto, deve-se também levar em consideração as mudanças na profundidade do nível freático em resposta à sazonalidade da precipitação, que demarca períodos significativamente diferentes entre as estações chuvosas e os períodos secos. Além disso, ressalta-se a importância de se considerar o comportamento da rede de fluxos subterrâneos do aquífero regional em relação às alterações nos gradientes hidráulicos promovidas pelo recuo remontante da voçoroca nas cabeceiras da EEBV.

As figuras 68, 69, 70 e 71 apresentam os valores de altura do nível freático e de carga de pressão no aquífero regional em quatro dias diferentes, representativos do início da estação chuvosa (figura 68), do meio da estação chuvosa (figura 69), do fim da estação chuvosa ou começo da estiagem (figura 70) e do meio da estiagem (figura 71). Pela observação das figuras registra-se o comportamento da água subterrânea nas cabeceiras da EEBV, nas encostas situadas a montante dos dois dígitos da porção superior. Percebe-se um artesianismo expressivo na estação 11 durante todo o ano, sendo maior no final da estação chuvosa quando se elevam os valores de carga de pressão em toda a cabeceira.

O fato da estação 11 apresentar um artesianismo significativamente maior do que as outras estações, provavelmente se associa a sua localização no eixo do anfiteatro, sendo uma forte evidência de circulação preferencial de água subterrânea por fraturas já que o eixo da concavidade é coincidente com a principal direção de fraturamentos no local. Esse dado corrobora os trabalhos anteriores de AVELAR & COELHO NETTO (1992) que associam fluxos ascendentes em fundos de vale com controle estrutural (fraturas) na bacia do rio Bananal.

A distribuição espacial e temporal das cargas de pressão e do nível do lençol freático indica claramente um atraso nas respostas as entradas de chuvas regionais, sendo que o aquífero apresenta um comportamento regional e, provavelmente, é fortemente influenciado pela percolação da água subterrânea por fraturamentos do substrato rochoso, especialmente nos eixos principais de vales com controle estrutural.

23 /11/2002 – Início do Período Chuvoso

Carga de Pressão (Hp)

Nível do Lençol Freático

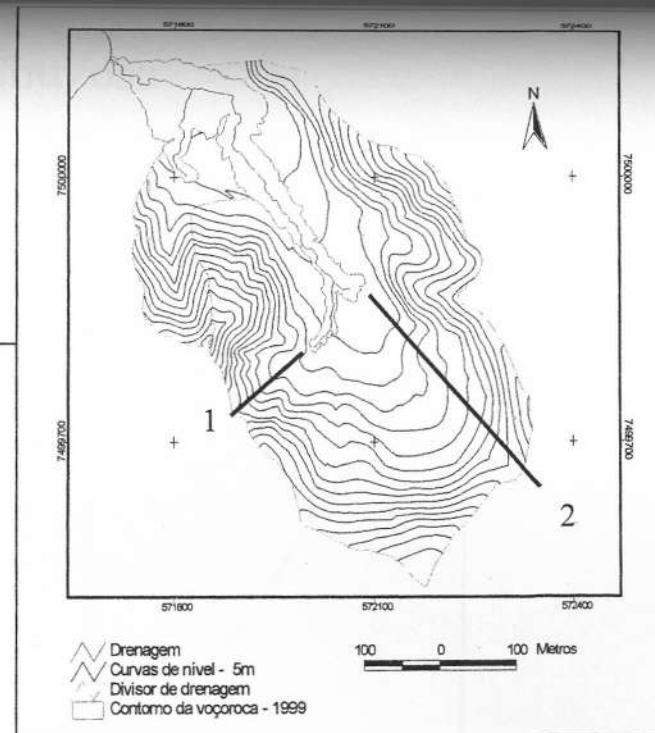
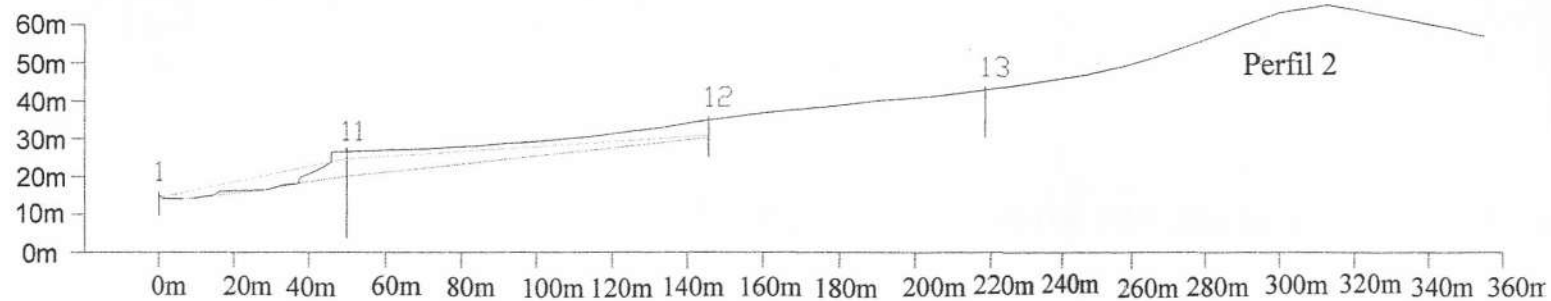
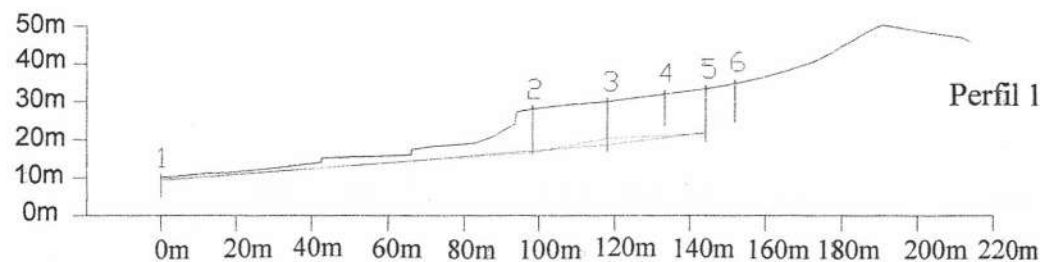


Figura 68 – Perfis topográficos com a localização das estações de monitoramento da água subterrânea e os valores de altura do lençol freático e das cargas de pressão (Hp) para o dia 23/11/2002

07 /02/2003 – Meio da Estação Chuvosa

Carga de Pressão (Hp)

Nível do Lençol Freático

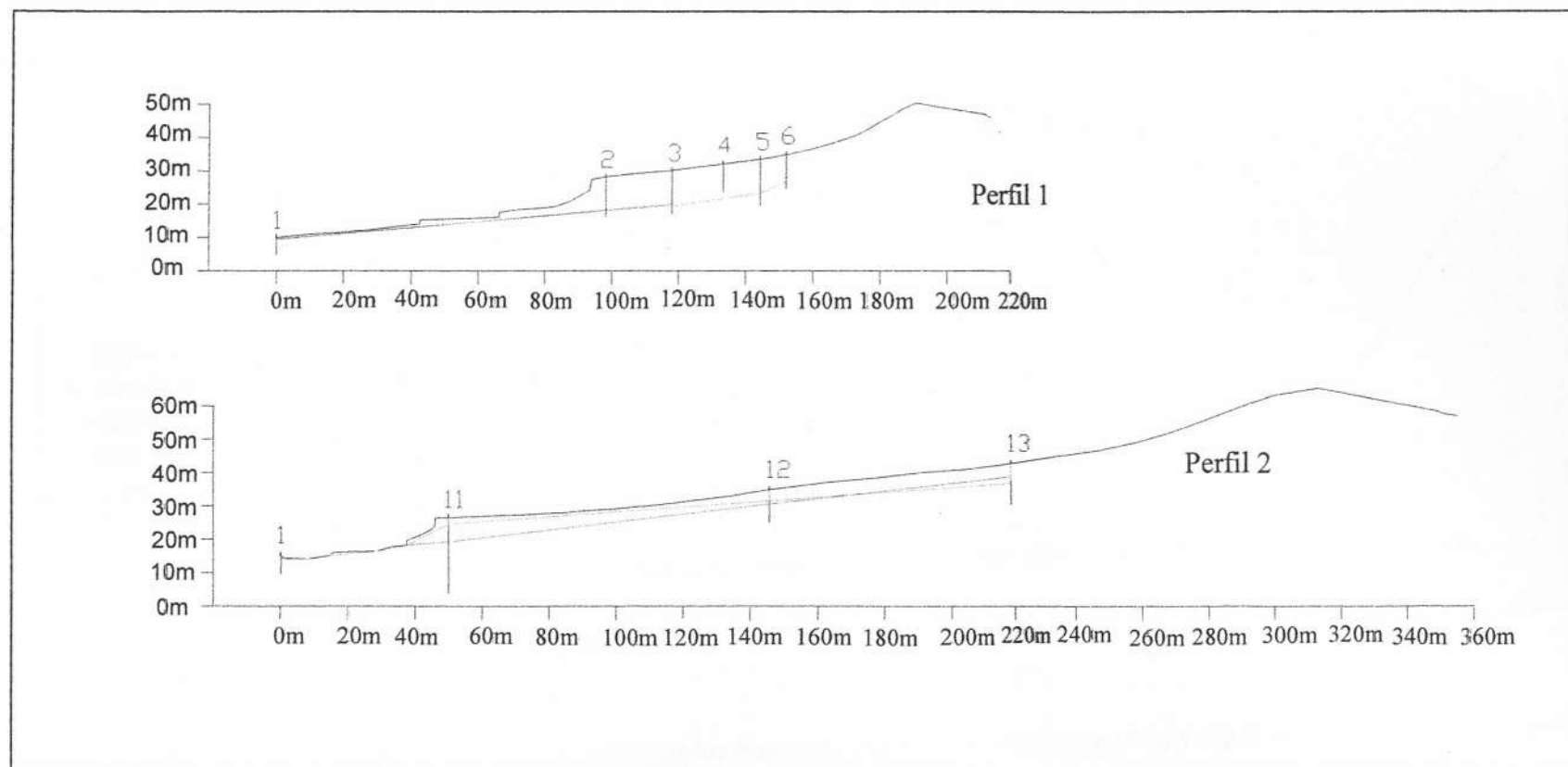


Figura 69 – Perfis topográficos com a localização das estações de monitoramento da água subterrânea e os valores de altura do lençol freático e das cargas de pressão (Hp) para o dia 07/02/2003

Carga de Pressão (Hp)

Nível do Lençol Freático

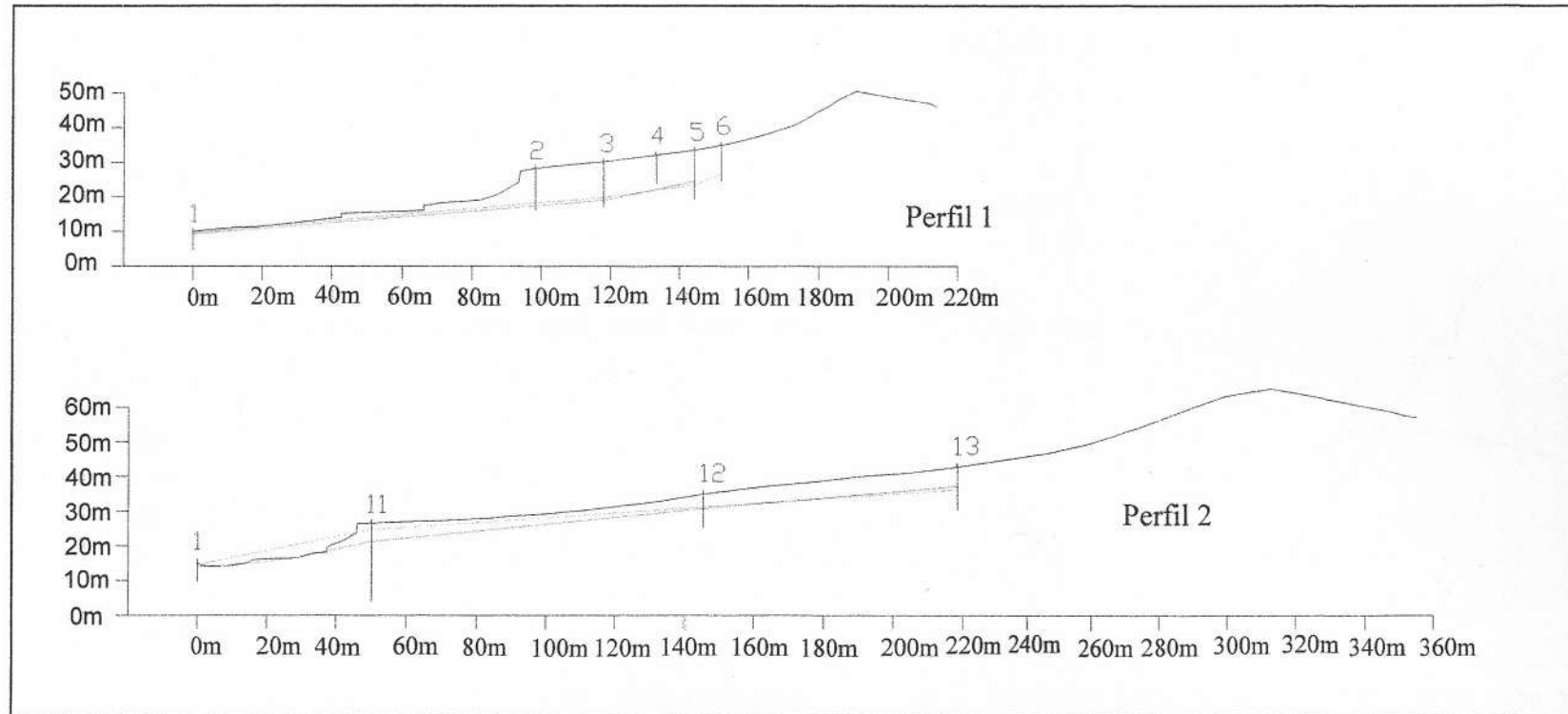


Figura 70 – Perfis topográficos com a localização das estações de monitoramento da água subterrânea e os valores de altura do lençol freático e das cargas de pressão (Hp) para o dia 03/04/2003

Carga de Pressão (Hp)

Nível do Lençol Freático

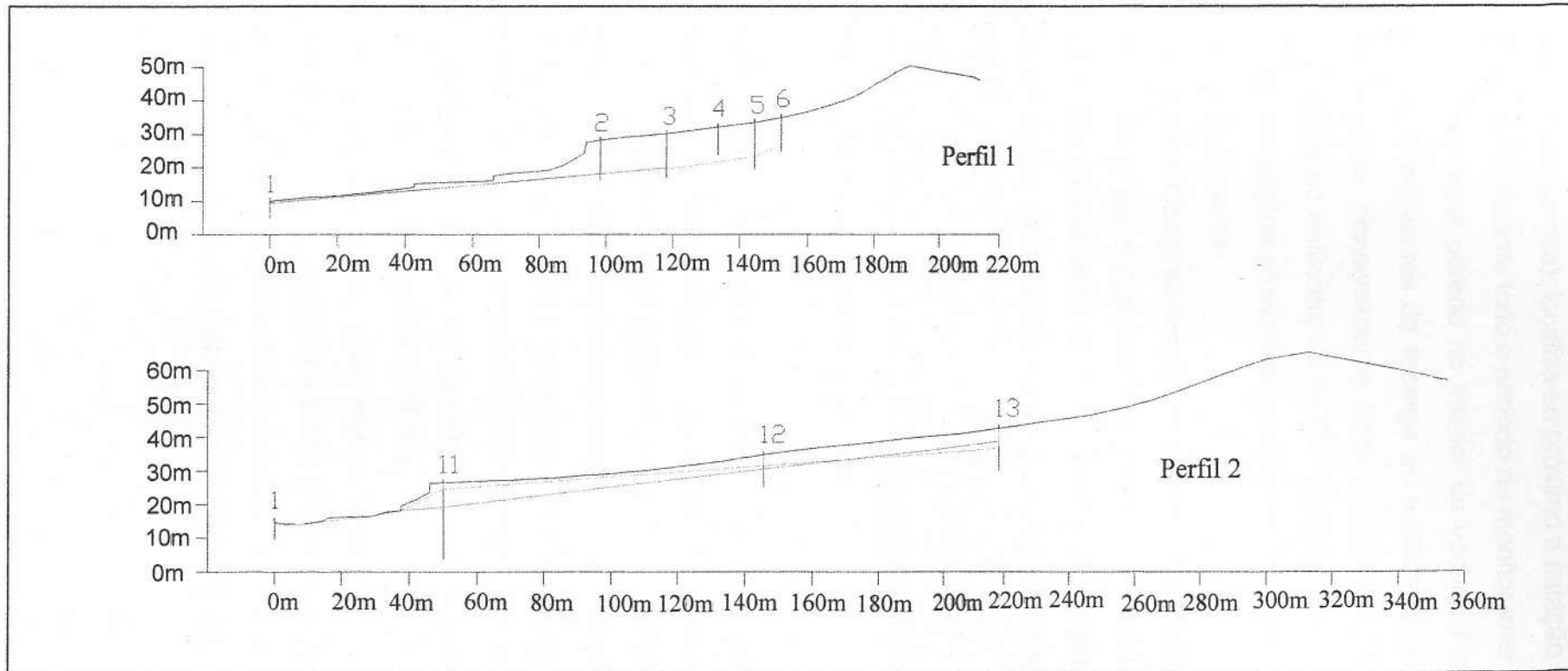


Figura 71 – Perfis topográficos com a localização das estações de monitoramento da água subterrânea e os valores de altura do lençol freático e das cargas de pressão (Hp) para o dia 06/07/2003

Destaca-se ainda, que o ponto de exfiltração do aquífero regional (nascente de água dentro da voçoroca), localiza-se próximo a estação 11, onde se registrou um forte artesianismo durante todo o período de monitoramento.

Portanto, o fluxo de água perene no interior da voçoroca associa-se a esses fluxos ascendentes provenientes da recarga do aquífero regional fora do anfiteatro da EEBV, incluindo provavelmente toda a área da Bacia do Rio Piracema situada a montante do anfiteatro da EEBV. Inclusive no compartimento montanhoso, que possui um regime pluviométrico diferente do compartimento de colinas como discutido anteriormente.

Tal evidência de circulação preferencial de água subterrânea pela rede de fraturamentos vem corroborar o papel dos controles lito-estruturais no controle da hidrologia subterrânea e dos mecanismos erosivos associados à progressão da rede de canais incisos no médio vale do Rio Paraíba do Sul, como apontado por COELHO NETTO (2003).

VII.4. – Alterações na hidrologia subterrânea da cabeceira da EEBV em resposta a progressão remontante da voçoroca

A progressão remontante de voçorocamentos em vales de cabeceiras de drenagem pode modificar os processos de estocagem da água subterrânea, através do rebaixamento do nível freático dessas cabeceiras. O recuo remontante da cabeça da voçoroca e a incisão vertical ao longo de seu canal alteram os gradientes topográficos e hidráulicos nas vertentes e fundos de vale, podendo causar uma modificação na descarga para os canais fluviais. O recuo remontante acaba reduzindo a capacidade das encostas de estocarem água, podendo alterar, inclusive, o regime hidrológico de bacias hidrográficas.

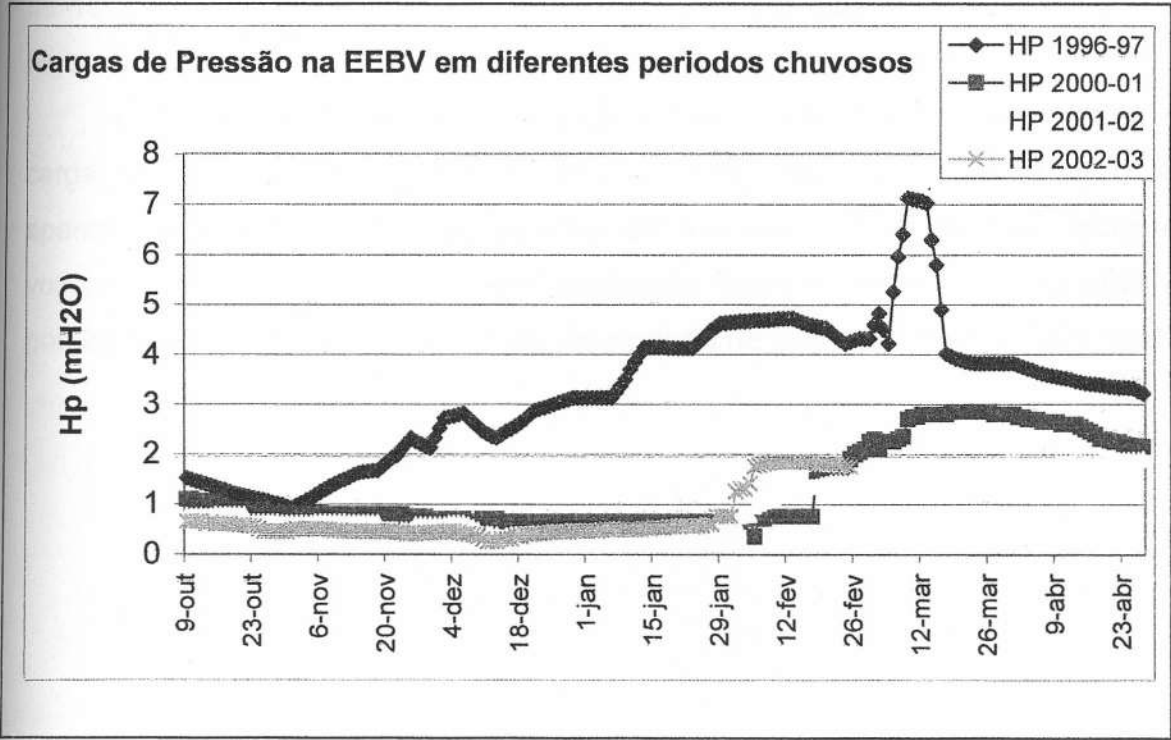
Esse fato torna-se mais grave, pois muitos vales de cabeceiras de drenagem, fundamentais para a regulação dos fluxos hidrológicos dos canais nas bacias de drenagem, são regulados pelos fluxos subterrâneos. Esses fluxos são responsáveis pela maior parte da vazão desses canais (fluxo de base), sobretudo

nos períodos de estiagem, quando diminuem ou cessam as contribuições superficiais e sub-superficiais rasas, comuns nos períodos de chuva.

HILL (1990) em estudo sobre o funcionamento hidrológico de cabeceiras de drenagem no noroeste dos EUA, destaca o importante papel exercido pelos voçorocamentos no regime hidrológico das bacias, causando uma rápida descarga de água subterrânea para os canais fluviais e afetando a disponibilidade de água nos períodos de estiagem.

Na Estação Experimental da Fazenda Bela Vista (EEBV) as taxas de recuo lateral e incisão vertical que foram registradas entre 1982 e 2001 (discutidas nos capítulos VII.1 e VII.2.), foram refletidas em alterações no comportamento das cargas de pressão do aquífero regional.

A Figura 72 indica uma redução significativa nos valores de carga de pressão entre 1996-97 e o atual período de monitoramento (2000 – 2004). Ressalta-se que entre 1994 e 1999 foi registrada a maior taxa de recuo do dígito ativo da porção superior da voçoroca, que se localiza próxima à estação de monitoramento utilizada para comparação entre as cargas de pressão em diferentes períodos chuvosos.



72 Histograma com os valores de carga de pressão registrados na estação 2 de monitoramento da água subterrânea da EEBV em diferentes períodos chuvosos. O ano de 2003 teve o monitoramento interrompido em março devido a problemas no fio condutor dos piezômetros.

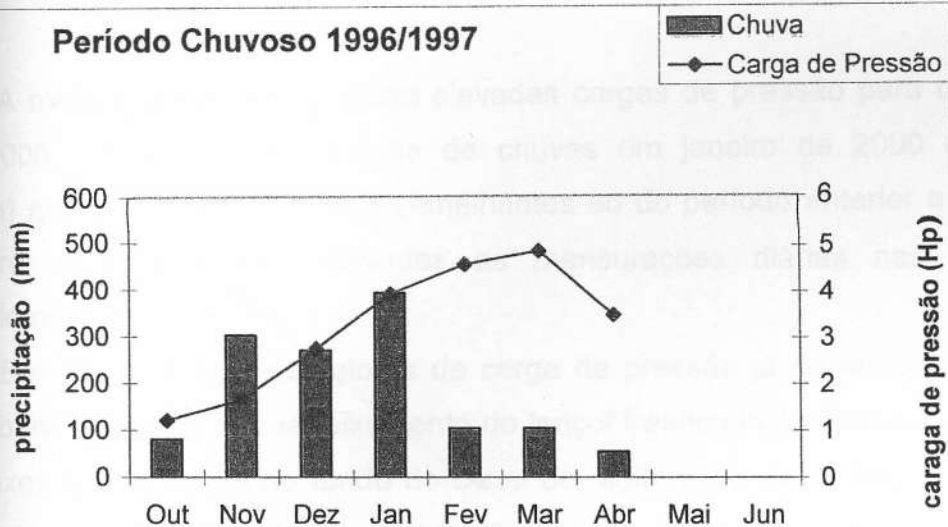
Ressalta-se ainda, que o período chuvoso na qual foram registrados os menores valores de carga de pressão, coincidem com momentos de relativa estabilidade desse dígito da voçoroca, sugerindo uma relação direta entre o comportamento da água subterrânea nas cabeceiras da EEBV, e o ritmo de propagação remontante do voçorocamento.

No entanto, as variações nas cargas de pressão nessa estação, localizada nas cabeceiras da EEBV, não podem ser creditadas somente a alterações no nível freático causados pela progressão da voçoroca, pois variações no regime pluviométrico nos períodos chuvosos mensurados também contribuem para as modificações no comportamento da hidrologia subterrânea.

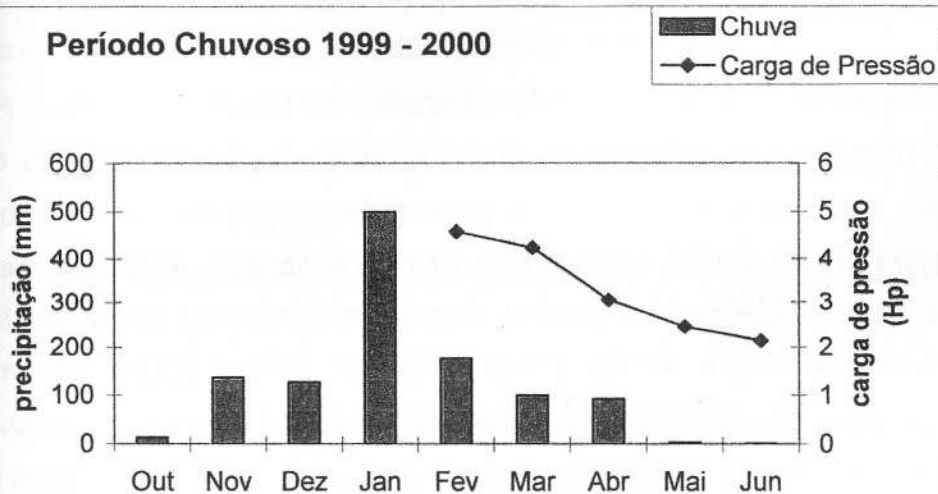
A figura 73 demonstra o comportamento das cargas de pressão nas cabeceiras da EEBV em relação às entradas de chuvas regionais em diferentes períodos chuvosos (1996-97; 1999-2000 e 2001 –2002) e revela uma redução significativa entre os dois primeiros períodos e o último. O período chuvoso 1996-1997 apresentou valores elevados para os meses de novembro e dezembro de 1996 (aproximadamente 300mm) que precederam um mês de janeiro extremamente chuvoso em 1997 (mais que 400mm). Destaca-se ainda, que o ano de 1996 foi o mais chuvoso da série histórica (1939-2002), como apontado na Figura 11 do capítulo IV.

Essa concentração de chuvas promoveu uma elevação nos valores de carga de pressão (mais de 500cm de H_2O , com picos de 700cm de H_2O) que aparentemente condicionou um período de aceleração nas taxas de recuo da voçoroca, como revelado nas mensurações de taxas de recuo do dígito ativo da porção superior, que apontaram para um período de aceleração entre 1994-1999.

Período Chuvoso 1996/1997



Período Chuvoso 1999 - 2000



Período Chuvoso 2000 - 2001

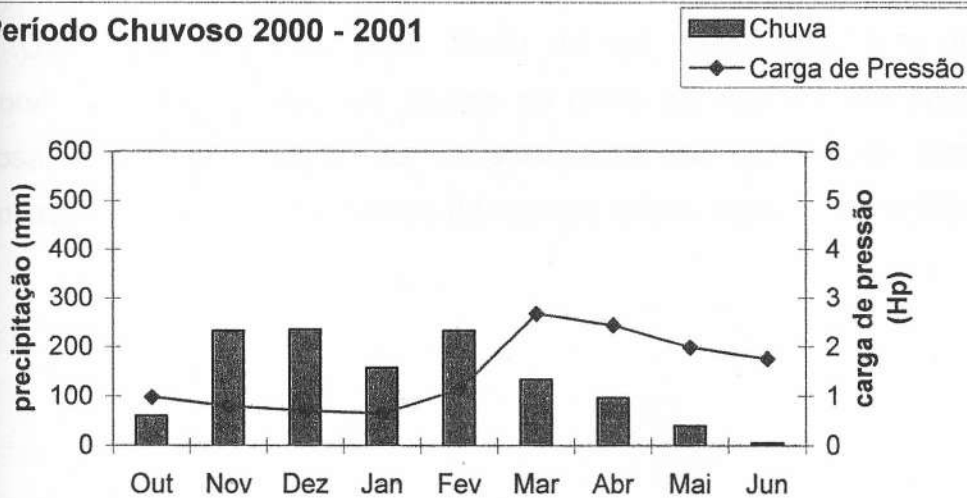


Figura 73 – Histogramas de Precipitação Mensal e Cargas de Pressão (Hp) em diferentes períodos chuvosos 1996-1997; 1999-2000 e 2000-2001. Hp em valores médios mensais calculados a partir de leituras diárias na estação de monitoramento 2 da EEBV.

A mesma figura revela ainda elevadas cargas de pressão para o período 1999-2000, devido à concentração de chuvas em janeiro de 2000 (mais de 500mm) que condicionou valores semelhantes ao do período anterior a partir de fevereiro, quando foram reativadas as mensurações diárias nas estações piezométricas da EEBV.

Em abril de 2000 os valores de carga de pressão já se encontravam em níveis bem inferiores, e o rebaixamento do lençol freático inviabilizou a exfiltração dos fluxos subterrâneos no fundo do canal do dígito ativo da porção superior, já que esse se encontra suspenso em relação ao fundo do canal dígito semi-estabilizado, que é ajustado ao nível freático da cabeceira e apresentou fluxos perenes em seu interior durante todo o período de monitoramento.

A ausência de faces de exfiltração de fluxos sub-superficiais provocou um período de menor atividade erosiva no dígito ativo, que apresentou uma certa estabilidade nos anos seguintes, quando os períodos chuvosos não conseguiram elevar as cargas de pressão a valores superiores a 300cm de H₂O (figuras 73 e 74). Tal fato indica que nos últimos anos ocorreu um expressivo rebaixamento do nível freático nas cabeceiras da EEBV, que pode ser explicado pela progressão remontante da voçoroca que, ao promover o rebaixamento do fundo do canal por incisão linear, alterou a profundidade do voçorocamento e, conseqüentemente, da zona de exfiltração do aquífero regional.

Outro fator que não pode deixar de ser mencionado é a distribuição temporal das chuvas, tanto em termos de totais acumulados em cada estação chuvosa, como em relação às características da distribuição temporal da precipitação que afeta os processos de recarga local e regional do aquífero.

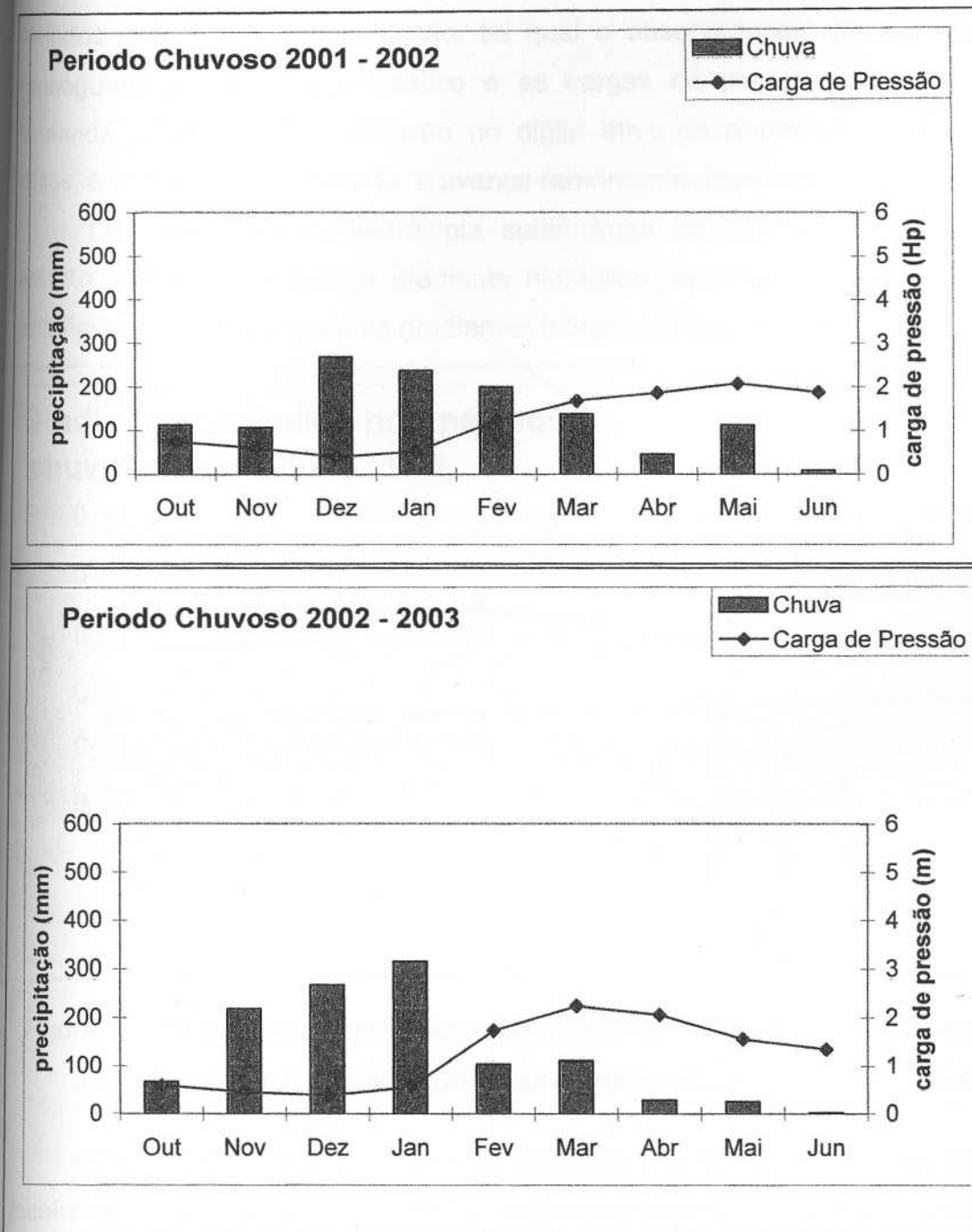


Figura 74 – Histogramas de Precipitação Mensal e Cargas de Pressão (Hp) em diferentes períodos chuvosos 2001-2002 e 2002-2003.

Hp em valores médios mensais calculados a partir de leituras diárias na estação de monitoramento 2 da EEBV.

As figuras 73e 74 indicam que, após a incisão linear ocorrida na porção superior da voçoroca e o conseqüente rebaixamento do nível freático, somente

períodos extremos de precipitação, tal qual o observado em janeiro de 2000, conseguem elevar o nível freático e as cargas de pressão nas cabeceiras, formando uma face de exfiltração no dígito ativo da porção superior. Nesses casos, o dígito ativo é reativado, e avança remontante aceleradamente.

Tais alterações na hidrologia subterrânea da cabeceira da EEBV, no entanto, afetaram também o gradiente hidráulico nas encostas, como revelado pela figura XX que compara os gradientes hidráulicos registrados em 1997 e 2003.

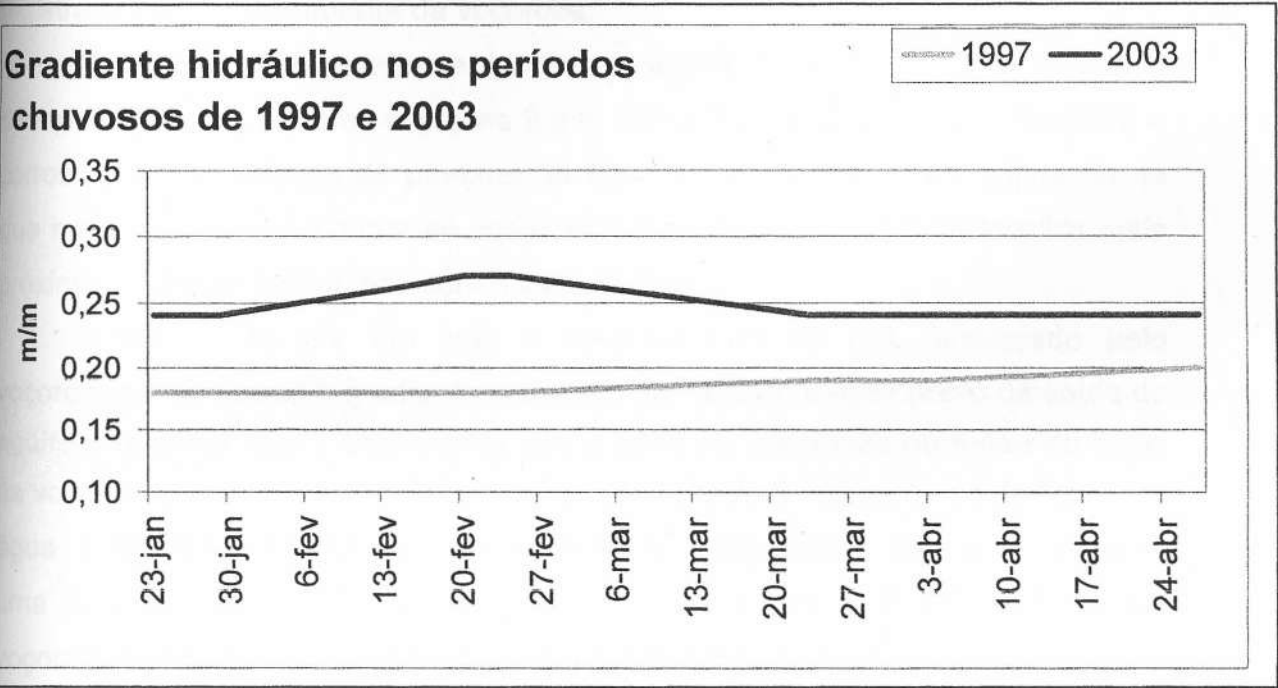


Figura 75 – Histogramas com valores de gradiente hidráulico calculados entre as estações 2 e 6, localizados no fundo do vale,nos períodos chuvosos de 1997 e 2003.

A figura 66 revela que entre as estações 2 e 6, localizadas nas encostas localizadas a montante do dígito ativo da porção superior, ocorreu um incremento significativo no gradiente hidráulico entre 1997 e 2003, em resposta ao rebaixamento do nível freático causado pelo recuo remontante da voçoroca ao longo da décadas de 1980 e 1990 e por variações no regime pluviométrico.

O aumento no gradiente hidráulico em resposta ao rebaixamento do nível freático não provocou aceleração nas taxas de recuo remontante, pois os fluxos subterrâneos entre 2000 e 2004 ocorreram em uma cota altimétrica inferior a do

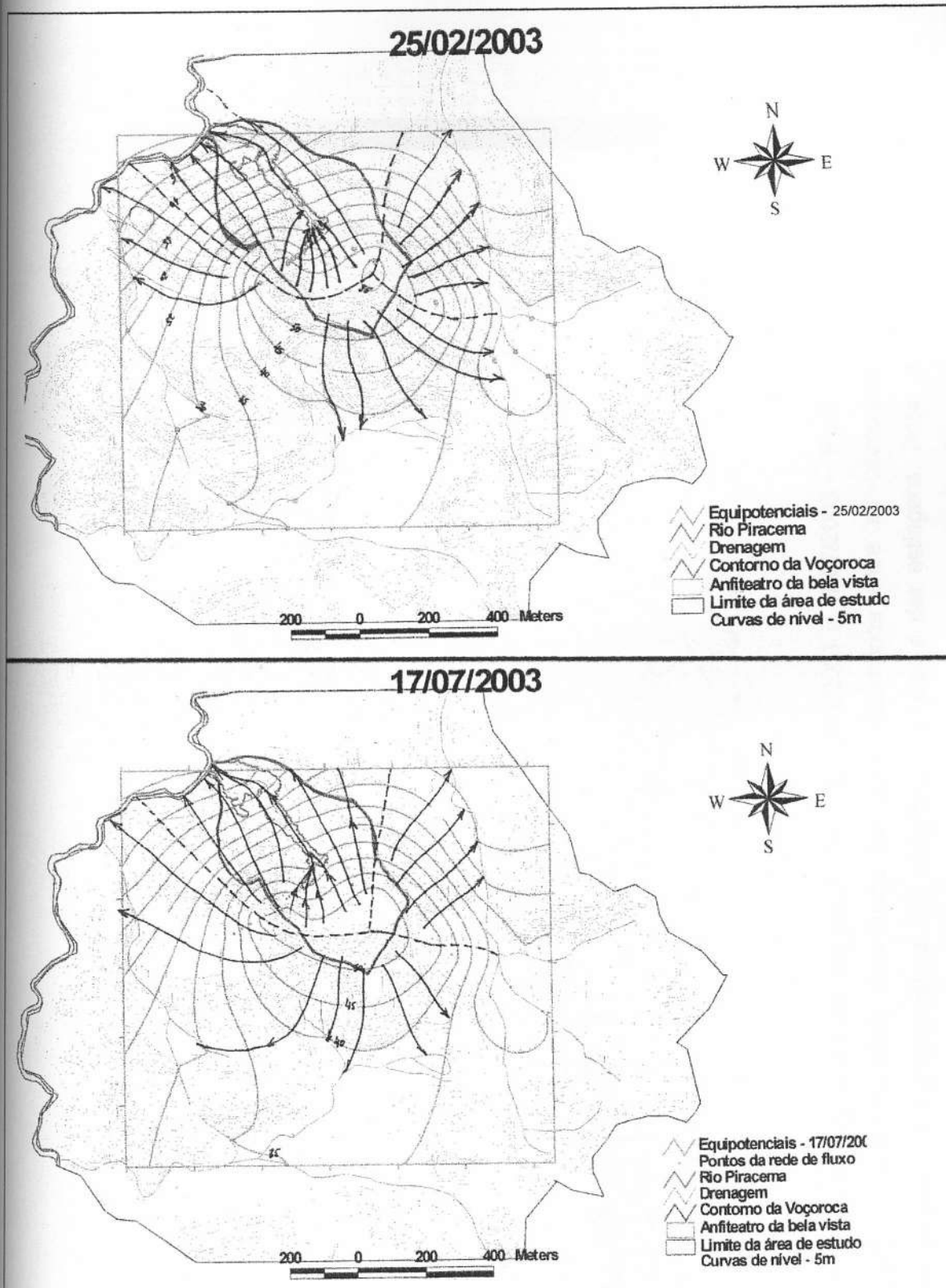
fundo do canal-dígito ativo da porção superior, não provocando faces de exfiltração nessa porção da voçoroca.

No entanto, em períodos de elevação do aquífero regional motivados por concentrações de chuvas, os novos gradientes hidráulicos parecem potencializar os fluxos subterrâneos nas encostas do dígito ativo, que ao exfiltrarem no fundo do canal dígito, promovem erosão remontante acelerada por mecanismo de *seepage erosion*, como observado em janeiro de 2000, na última fase de recuo significativo registrada na porção superior da voçoroca.

O aumento no gradiente hidráulico indica também, um rebaixamento diferencial do N.A. entre as estações 2 e 6, sendo mais expressivo na estação 2 e corroborando a hipótese de pirataria de água subterrânea do vale adjacente, já que no perfil onde encontram-se essas estações a de numero 6 se localiza mais próxima ao divisor topográfico com o vale vizinho.

Portando, se por um lado o rebaixamento do N.A. provocado pelo voçorocamento elevou o gradiente hidráulico em relação a esse ponto de saída do aquífero regional, que é coincidente com a zona de exfiltração do fundo da canal da voçoroca, por outro potencializou-se ainda mais o direcionamento de fluxos de água subterrânea de cabeceiras adjacentes ara esse ponto, indicando ser essa uma provável área fonte dos fluxos subterrâneos que exfiltram no fundo da voçoroca e mantém seu fluxo de água perene por todo o ano.

As Figuras 76 e 77 indicam as equipotenciais produzidas nas cabeceiras de vales adjacentes na EEBV e foram sumarizadas por LEAL (2004). Observa-se que em diferentes períodos do ano as linhas de fluxo subterrâneo indicam uma transferência de água entre vales adjacentes, com o vale vizinho que é suspenso topograficamente fornecendo água para as cabeceiras do dígito ativo da EEBV, enquanto que as cabeceiras associadas ao dígito semi-estabilizado indicam fluxos em direção a outro vale adjacente, que é rebaixado topograficamente.



a 76 – Mapa topográfico com rede de fluxos subterrâneos entre cabeceiras de vales adjacentes em diferentes períodos do ano. A transposição de água entre as cabeceiras torna-se mais evidente nas estações chuvosas, quando ocorre a elevação do aquífero regional (LEAL, 2004)

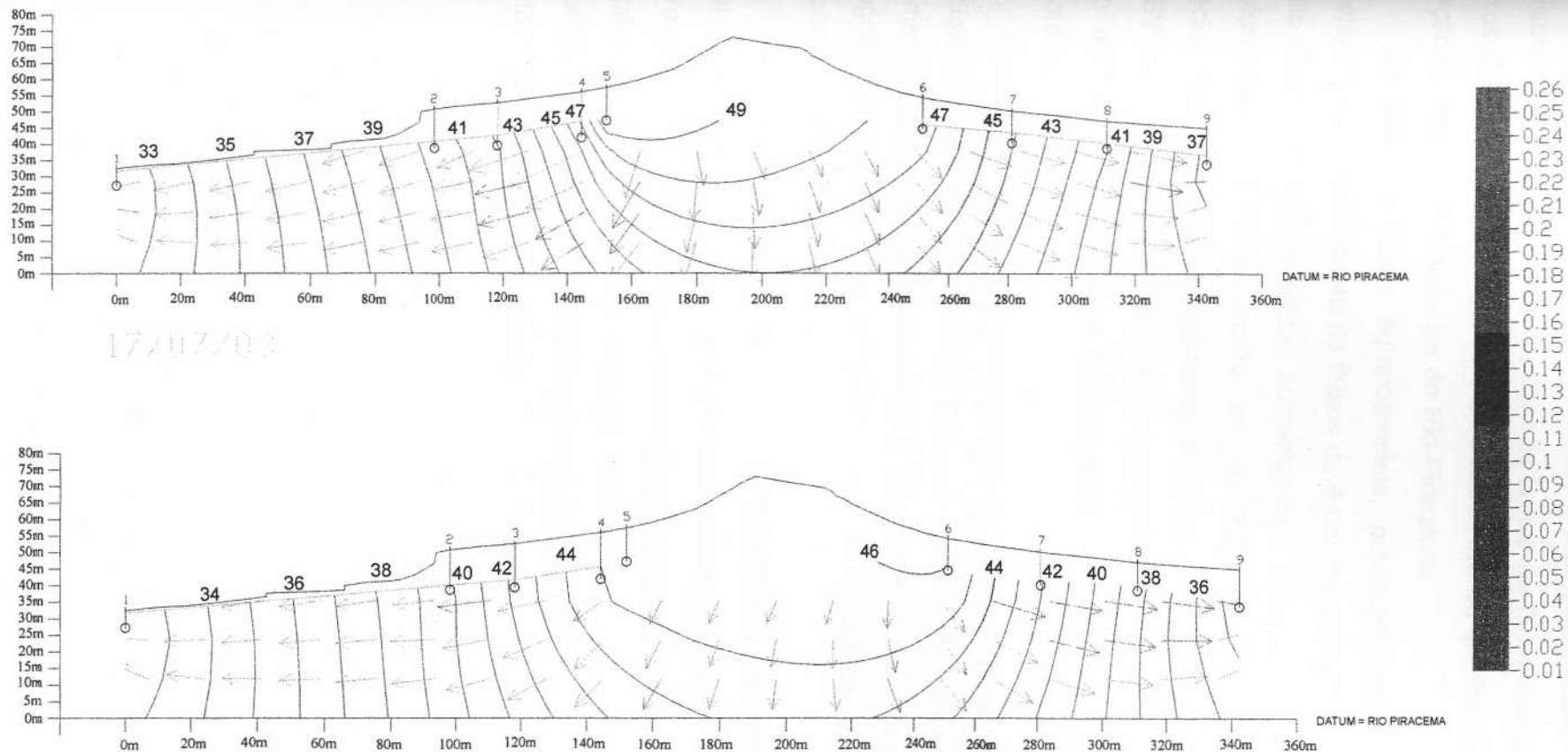


Figura 77 – Mapas equipotenciais em perfil dos dias 25/02/2003 e 17/07/2003 – Perfil 1- localizando o direcionamento dos fluxos de água subterrânea entre as cabeceiras adjacentes em dias representativos das estações chuvosas e das estiagens. Notar a elevação nos gradientes hidráulicos nas cabeceiras do dígito ativo na estação chuvosa. (LEAL, 2004).

A análise das figuras 76 e 77 indicam que os divisores topográficos das cabeceiras de vales adjacentes na EEBV não se ajustam de forma direta aos divisores da água subterrânea, com as linhas de fluxo indicando transposição de fluxos entre cabeceiras adjacentes, obedecendo ao gradiente hidráulico para essa porção do baixo curso da bacia do Rio Piracema.

De fato, as linhas equipotenciais, principalmente na estação chuvosa, revelam um direcionamento de fluxos de água do vale vizinho para a cabeceira do dígito ativo da porção superior, aumentando a área de contribuição de drenagem subterrânea para esse ponto de exfiltração do aquífero regional. Esse direcionamento dos fluxos subterrâneos para a porção superior da voçoroca da EEBV foi ainda potencializado pelo aumento no gradiente hidráulico promovido pelo rebaixamento do nível freático associado à progressão remontante da voçoroca.

Destaca-se ainda que uma tendência inversa é observada nas cabeceiras do dígito semi-estabilizado, onde a área de contribuição da drenagem subterrânea é diminuída pelo direcionamento dos fluxos, a partir de uma distancia do divisor topográfico, para um vale adjacente, que é rebaixado topograficamente em relação às cabeceiras da EEBV.

Nota-se, portanto, que os níveis de base locais ao longo dessa porção do canal do Rio Piracema, da qual todos esses anfiteatros são tributários, parecem controlar a circulação da água subterrânea entre as cabeceiras adjacentes do compartimento colinoso, da mesma forma que controla os processos de estocagem e remoção da sedimentação quaternária na bacia, como anteriormente apontado por DANTAS et al(1994).

VIII. Produção de fluxos hidrológicos nas encostas da EEBV: As entradas de chuvas locais e os padrões de recarga em diferentes posições de encosta e tipos de cobertura vegetal.

Com base nos registros de chuva obtidos na EEBV entre o final de 1999 e março de 2004, definiu-se uma separação entre os períodos de concentração de eventos chuvosos, associados ao final da primavera e ao verão, e os períodos de rarefação nas precipitações (estiagens), associados ao outono e ao inverno.

Esse padrão de distribuição temporal das chuvas ocorre em escala regional, refletindo a ação das massas de ar sobre o planalto sudeste brasileiro ao longo do ano. Esse ritmo sazonal de precipitação reflete-se em toda dinâmica hidrológica das bacias, causando inclusive variações no nível freático das cabeceiras de drenagem, como discutido no capítulo VII.

Além disso, as próprias características das chuvas (altura, duração e intensidade) variam entre os períodos secos e úmidos, como revela a figura 78.

Período	Eventos	Altura (mm)	Acumulado (mm)
Chuvoso 1 (1999-2000)	29	36.9	1069
Estiagem 1 (2000)	12	15.4	185
Chuvoso 2 (2000-2001)	32	32.5	1040
Estiagem 2 (2001)	10	16.9	169
Chuvoso 3 (2001-2002)	31	35.5	1101
Estiagem 3 (2002)	16	14.3	229
Chuvoso 4 (2002-2003)	23	36.1	831
Estiagem 4 (2003)	3	23.7	95
Chuvoso 5 (2003-2004)	12	42.7	512

Figura 78 – Tabela com as características das chuvas nos nove períodos de monitoramento; Altura da chuva em valores médios para cada período.

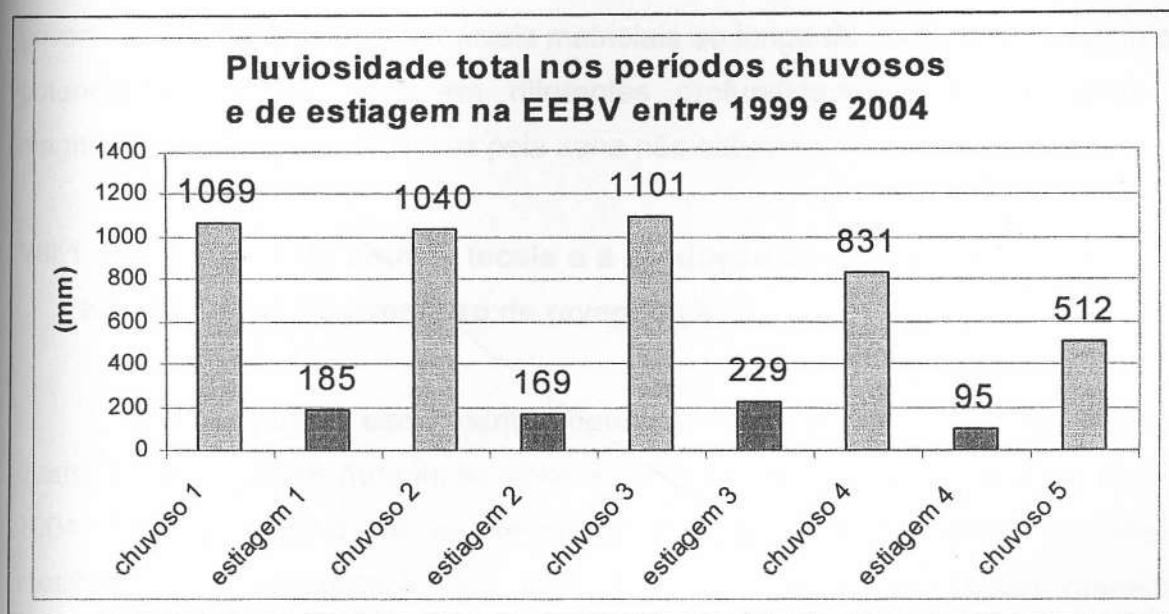


Figura 79 – Histograma com o total acumulado de chuva nos nove períodos monitorados na EEBV. No período chuvoso 5 não foi realizado o monitoramento no mês de janeiro de 2005 devido a problemas operacionais.

A figura 79 revela os totais pluviométricos registrados nos nove períodos do monitoramento das entradas locais de precipitação na EEBV, demonstrando um padrão de distribuição temporal onde em média 85% das chuvas ocorrem durante a estação chuvosa.

Essa expressiva concentração de chuvas na distribuição temporal é um fenômeno regional, como discutido no capítulo VII, e afeta diretamente a hidrologia subterrânea das cabeceiras do compartimento colinoso da bacia do Rio Bananal, onde se localiza a EEBV.

Em relação aos processos de percolação nas encostas da EEBV esse fato é extremamente importante, já que a condição de umidade antecedente dos solos é uma das variáveis que controlam os processos de infiltração e produção de escoamento superficial nas encostas.

Além disso, o próprio avanço da frente de molhamento pela zona não saturada é fortemente influenciado pela distribuição da umidade no solo, que

governa a distribuição dos potenciais matriciais ao longo do perfil, influenciando os potenciais totais da água em diferentes profundidades e determinando a magnitude e a direção dos fluxos pela zona não saturada.

VIII.1. As entradas de chuvas locais e a produção do escoamento superficial nas encostas em processo de revegetação

A produção de escoamento superficial nas encostas foi monitorada em quatro sítios amostrais durante as cinco estações chuvosas ocorridas entre 1999 e 2004, com o objetivo de se identificar alterações na hidrologia superficial motivadas pela revegetação em uma área pré-selecionada. Dessa maneira, pretendeu-se gerar subsídios para um melhor entendimento dos processos de recarga dos fluxos sub-superficiais nas encostas da EEBV sob distintas condições topográficas e de cobertura vegetal.

Esses sítios amostrais são representativos de diferentes tipologias vegetais, localizadas em condições distintas da topografia no anfiteatro da EEBV. Os sítios amostrais 2 e 3 representam o estágio inicial da revegetação espontânea e induzida que foi implementada a partir de 2001 em áreas de eixo de concavidade (sítio 2) e meia-encosta (sítio 3) de uma concavidade tributária do eixo-tronco do anfiteatro. O sítio 1 é representativo de uma cobertura predominantemente arbustiva, típica de pastagens abandonadas, onde a sucessão natural produz uma cobertura mista, localizada no fundo de vale do eixo tronco do anfiteatro. Nessa área, as gramíneas da antiga pastagem foram gradativamente substituídas por espécies pioneiras herbáceas e arbustivas. Quando se iniciou o experimento de revegetação essa área já se encontrava em regeneração natural, e foi incorporada ao perímetro da cerca e do aceiro (garantia contra fogo e pastoreio), sendo que essa foi a única interferência externa aplicada nessa área. O sítio amostral 4 representa um pequeno fragmento de vegetação arbórea que também já existia quando iniciou-se o experimento com a revegetação. Nessa área a cobertura de gramíneas já foi totalmente eliminada devido ao sombreamento, mas o topo do solo não apresenta características de

ambientes florestais, apresentando uma cobertura de serrapilheira incipiente e descontínua que só possui o horizonte O1.

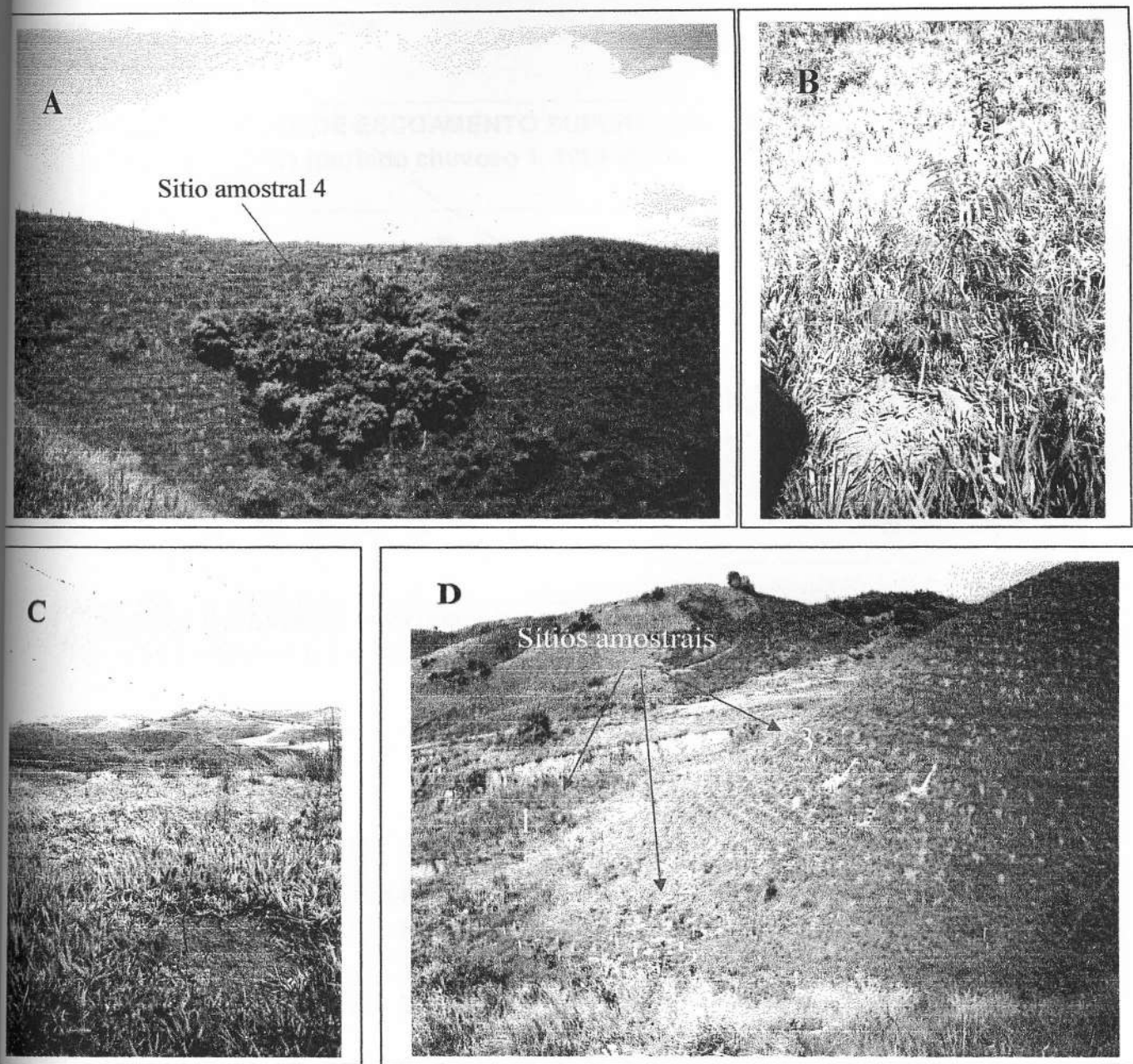


Figura 80 - Foto A – Vista geral do sitio amostral 4 (vegetação arbórea) dentro da área de gramínea onde foi conduzida a revegetação (sítio amostral 3). Foto B – Detalhe de uma muda de *Acácia farmeziana* plantada no sítio amostral 2 (revegetação em fundo de vale) Foto C - Detalhe de muda de *Acácia farmeziana* plantada no sitio amostral 3 próximo ao divisor topográfico; Foto D – sítios amostrais 1, 2 e 3 com instrumentação hidro-erosiva.

As figuras 43, 44 e 45 apresentadas no capítulo VI resumizam as características e a localização das parcelas de escoamento superficial instaladas nesses quatro sítios amostrais.

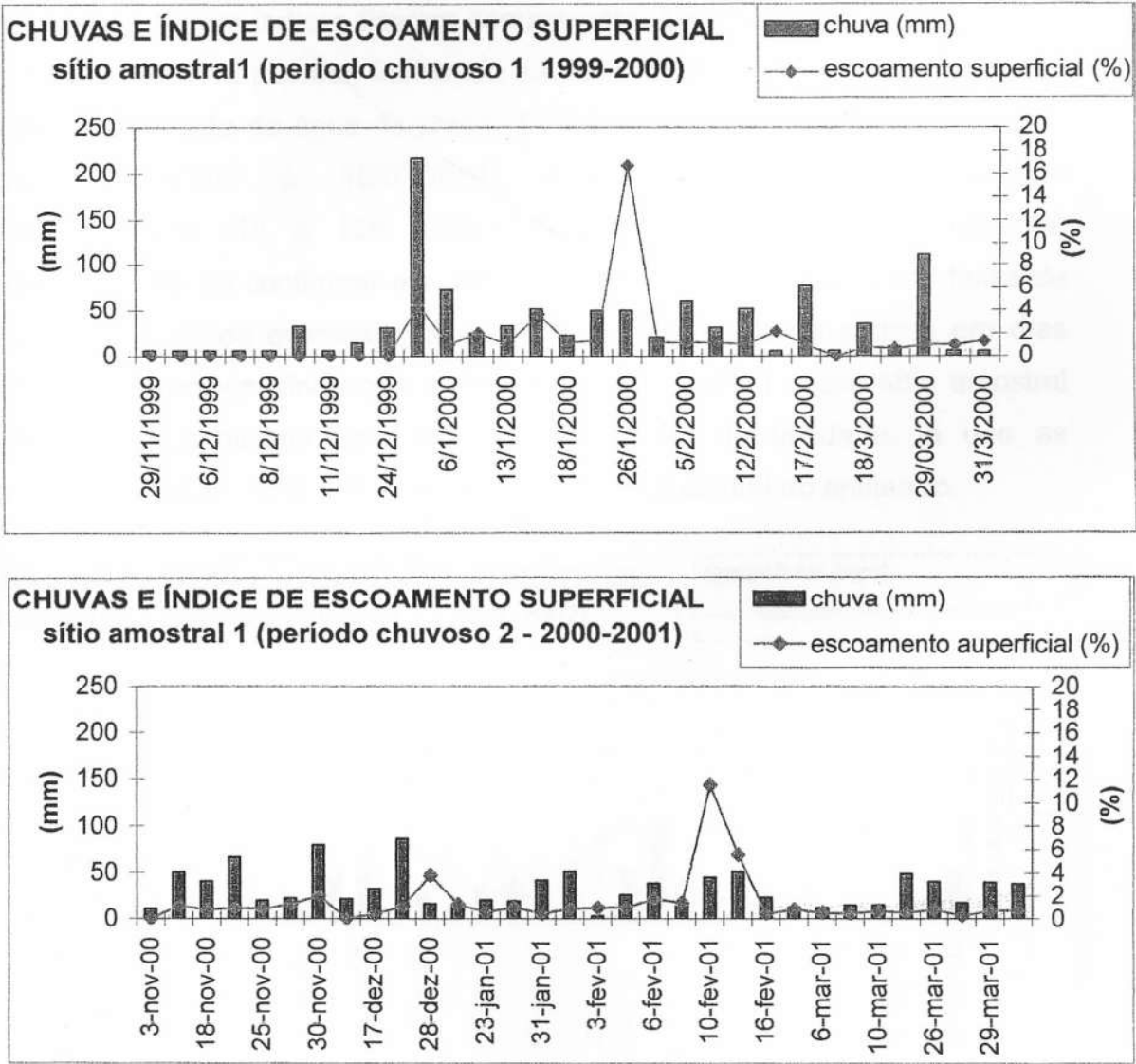


Figura 81 – Histograma com total pluviométrico e índice de escoamento superficial para os eventos chuvosos registrados nos períodos chuvosos 1 e 2 no sítio amostral 1. Os dados de precipitação são valores médios extraídas de dez pluviômetros em cada evento chuvoso. Os dados de índice de escoamento superficial são valores médios de três parcelas de escoamento superficial obtidos em cada evento chuvoso.

A figura 80 revela que no sítio amostral 1 durante as estações chuvosas de 1999-2000 e 2000-2001 os valores de índice de escoamento superficial permaneceram reduzidos na maior parte dos eventos chuvosos. Independente da altura da chuva esses índices ficaram sempre entre 1 e 4% do total da chuva que se precipitou sobre a parcela, indicando ser uma cobertura solo-biota altamente favorável a infiltração da água da chuva. Destaca-se, no entanto, que em alguns eventos (26/01/200 e 10/02/2001) esses valores foram ampliados consideravelmente (18 e 12% respectivamente) indicando que a umidade antecedente pode se configurar em um importante fator controlador das taxas de infiltração, pois esses eventos ocorreram após o acumulo de chuvas em dias anteriores. Destaca-se ainda que a localização topográfica desse sítio amostral provavelmente condiciona uma maior concentração de umidade, já que as parcelas se localizam no fundo de vale do eixo-tronco central do anfiteatro.

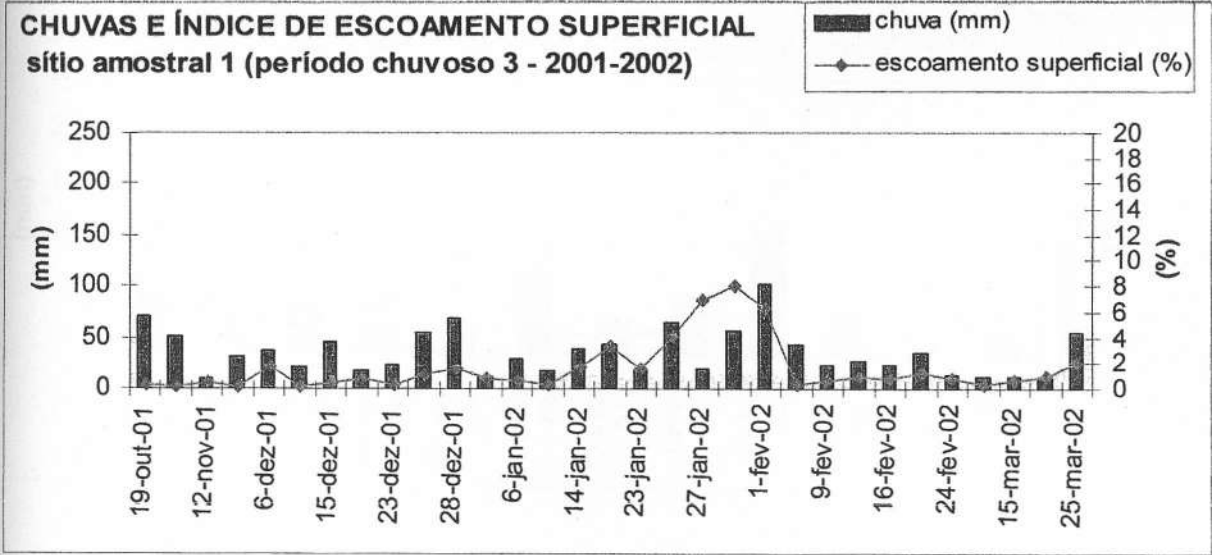


Figura 82 – Histograma com total pluviométrico e índice de escoamento superficial para os eventos chuvosos registrados no período chuvoso 3 no sítio amostral 1. Os dados de precipitação são valores médios extraídas de dez pluviômetros em cada evento chuvoso. Os dados de índice de escoamento superficial são valores médios de três parcelas de escoamento superficial obtidos em cada evento chuvoso.

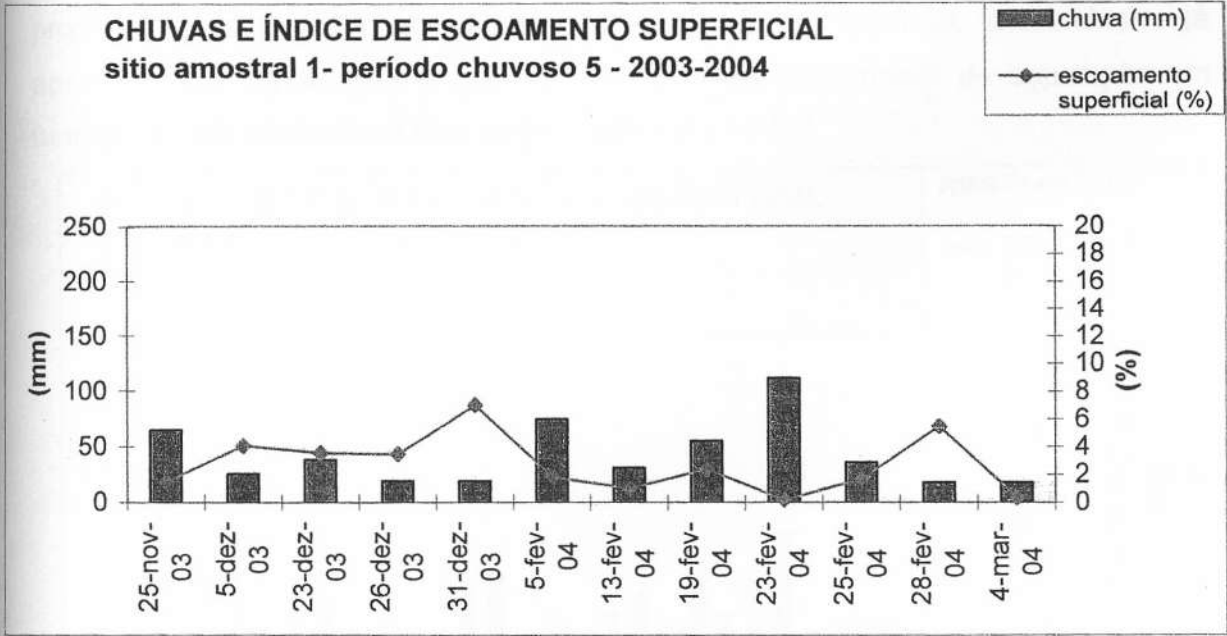
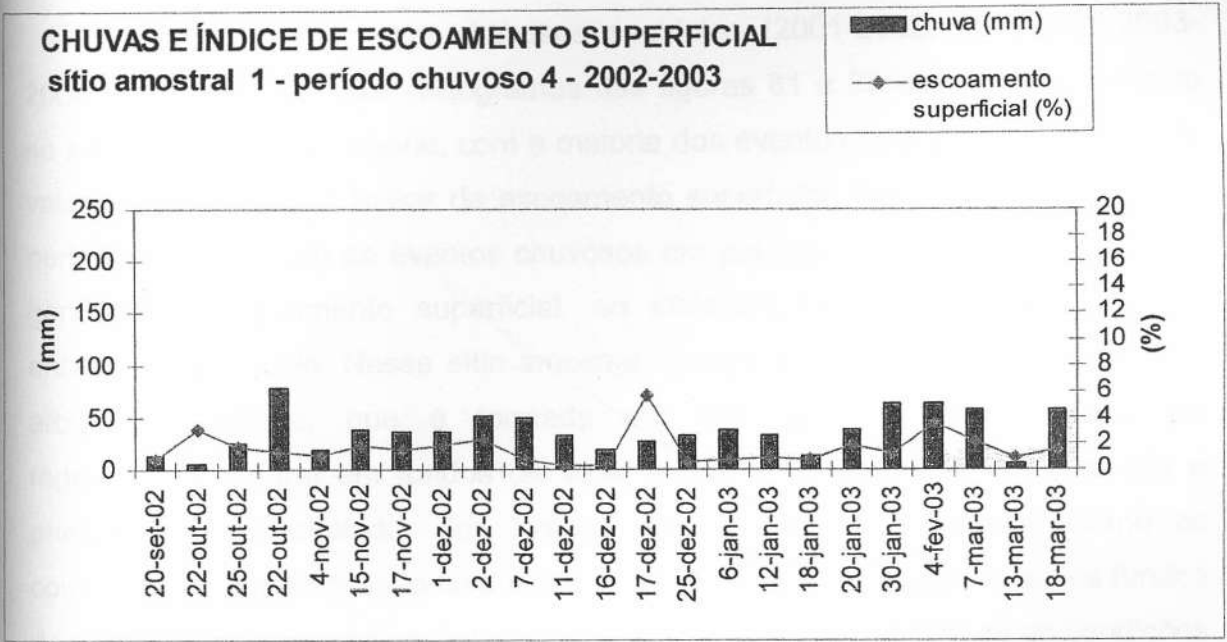


Figura 83 – Histogramas com total pluviométrico e índice de escoamento superficial para os eventos chuvosos registrados nos períodos chuvosos 4 e 5 no sítio amostral 1. Os dados de precipitação são valores médios extraídas de dez pluviômetros em cada evento chuvoso. Os dados de índice de escoamento superficial são valores médios de três parcelas de escoamento superficial obtidos em cada evento chuvoso. Destaca-se que no período chuvoso 5 não foram registrados os eventos chuvosos no mês de janeiro.

Nos três períodos chuvosos seguintes (2001-2002; 2002-2003;2003-2004) demonstrados nos histogramas das figuras 81 e 82 esse comportamento no sítio amostral 1 se repetiu, com a maioria dos eventos chuvosos apresentando valores baixos para o índice de escoamento superficial, com exceção de alguns períodos de acumulo de eventos chuvosos em poucos dias, que influenciaram a geração do escoamento superficial, ao afetarem as condições de umidade antecedente no solo. Nesse sítio amostral, que possui uma cobertura herbácea-arbustiva contínua, que é formada por espécies pioneiras oriundas da regeneração natural em fundos de vale, a umidade antecedente parece ser o principal fator controlador dos índices de escoamento superficial. Como as condições de superfície são favoráveis a infiltração somente quando esses fundos de vale encontram-se saturados ou próximos à saturação formam-se as condições propícias para elevação nos índices de escoamento superficial, fato inclusive já apontado por DEUS (1991) que mensurou fluxos superficiais de saturação em fundos de vale com coberturas de gramíneas na EEBV.

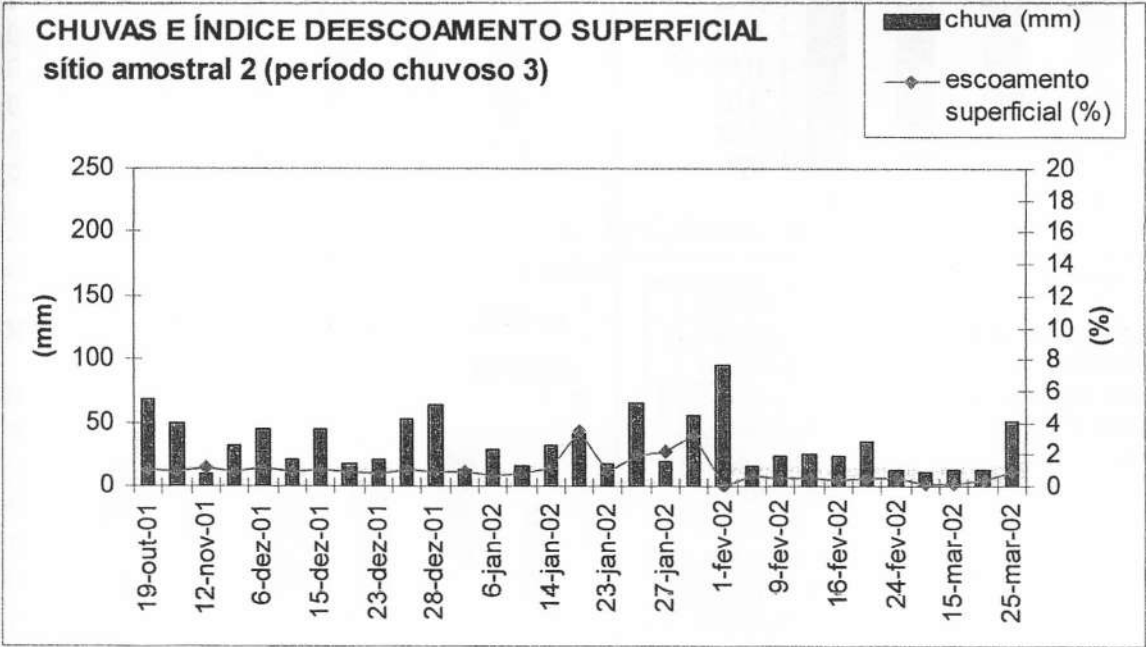


Figura 84 – Histogramas com total pluviométrico e índice de escoamento superficial para os eventos chuvosos registrados no período chuvoso 3 no sítio amostral 2. Os dados de precipitação são valores médios extraídas de dez pluviômetros em cada evento chuvoso. Os dados de índice de escoamento superficial são valores médios de três parcelas de escoamento superficial obtidos em cada evento chuvoso.

A Figura 99 revela os valores de Porosidade Total, Macro e Micro-porosidade em diferentes profundidades do metro superior do solo.

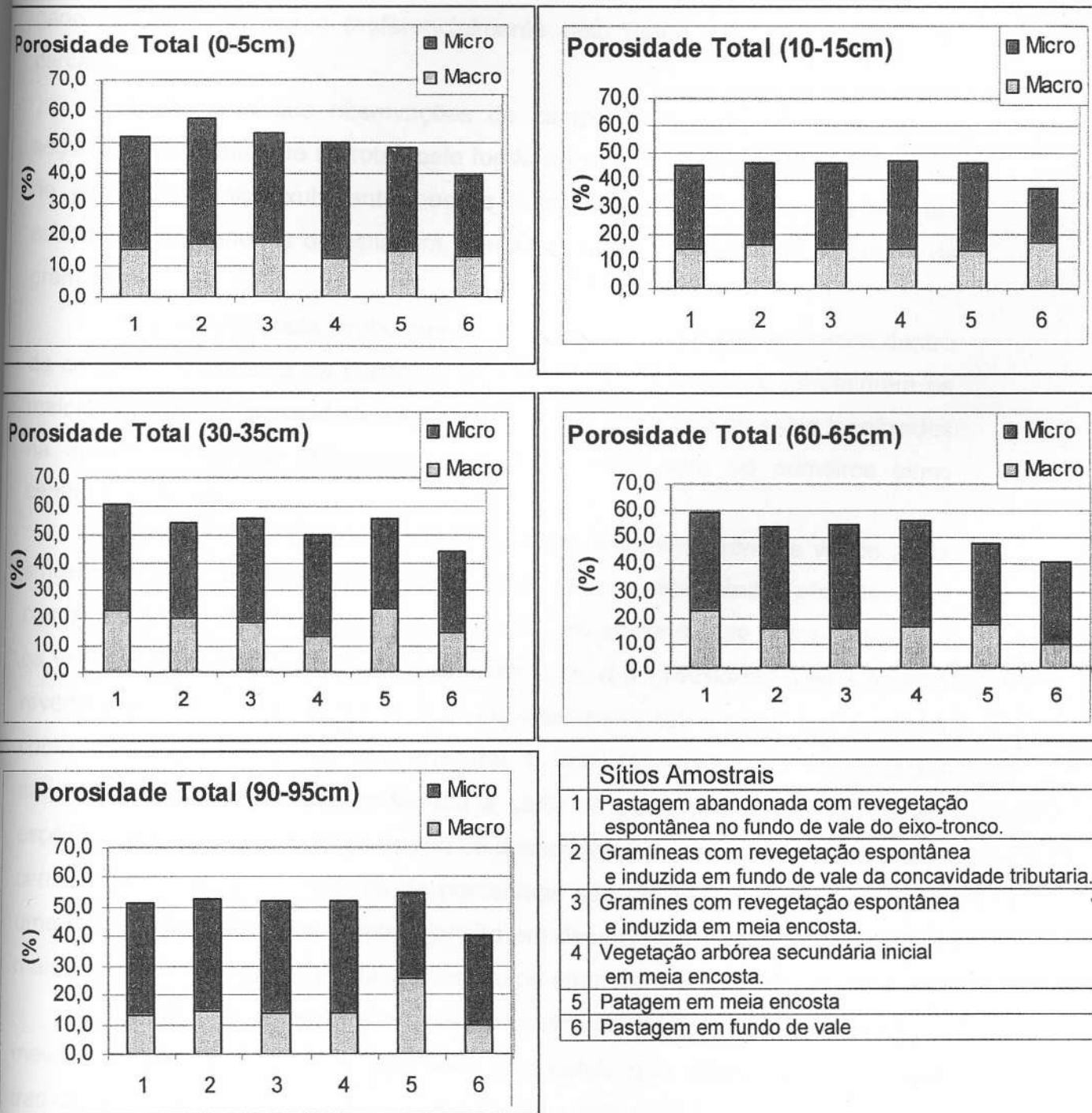


Figura 99 – Histograma com valores de Porosidade Total, Macro e Micro-porosidade para as profundidades de 0-5, 10-15, 30-35, 60-65 e 90-95cm. Valores médios de nove amostras para as profundidades de 0-5 e 10-15cm e de três amostras para as demais profundidades.

A Figura 99 revela que no horizonte superficial (0-5cm) os menores valores ocorrem no sitio amostral 6, em área recoberta por cobertura de gramínea para o pastoreio, revelando uma compactação do topo do solo pelo intenso pisoteio de gado bovino, que circula preferencialmente pelo fundo de vale da área não cercada.

Ressalta-se que observações de campo indicam que o gado bovino segue preferencialmente as rotas pelo fundo de vale, inclusive devido à presença de pastagem mais exuberante nessas áreas em relação às encostas que, sobretudo nos períodos de estiagem, apresentam uma rarefação na cobertura de gramíneas.

A figura 99 revela ainda, que os quatro sítios amostrais localizados dentro da cerca, independente da cobertura ou da posição na encosta, apresentam os maiores valores de porosidade total ($> 50\%$), enquanto que os sítios localizados na área de pastoreio apresentam valores menores para os primeiros cinco centímetros do solo.

Entre 10 – 15cm os valores se revelam uniformes entre os vários sítios amostrais, com exceção do sitio 6, que parece ser ainda afetado pela compactação via pisoteio nessa profundidade. Na profundidade entre 30-35 cm os valores se mostram parecidos nos sítios 2, 3, e 5 ($>50\%$) em locais onde a revegetação foi menos rápida (2 e 3) ou inexistente (5) e prevalece ainda, a cobertura de gramínea. No sitio amostral 1, que apresenta uma regeneração natural mais acelerada, que se formou a partir de pequenos agrupamentos de espécies pioneiras já existentes e que se desenvolveram aceleradamente após o cercamento da área, os valores de porosidade são de 60%, tornando evidente uma ação dessa cobertura vegetal pioneira em desenvolver um sistema radicular mais efetivo no favorecimento da percolação da água da chuva.

Tal fato fica evidente quando se compara os sítios 1 e 6 localizados na mesma posição de encosta e separados pela cerca, que interrompeu o manejo tradicional e possibilitou a regeneração natural no sitio 1 (60% de porosidade total entre 30-35cm) e manteve o sitio 6 exposto ao pastoreio. No sitio 6, nessa profundidade os valores são um pouco superiores a 40%.

Tais dados indicam que as práticas de manejo tradicionais, fundamentadas em pastoreio e queimadas, afetam a estruturação física do topo do solo, não só pela compactação por pisoteio nos horizontes superficiais, mas também no condicionamento de coberturas vegetais com diferenciados padrões e densidades de enraizamento.

Nas profundidades de 60-65cm e 90 e 95cm as variações parecem ser menos afetadas pelas práticas de manejo, embora, principalmente no sítio amostral 1 os valores se apresentem elevados (60% na profundidade de 60cm).

Dessa forma, pode-se considerar que a substituição de uma cobertura de gramíneas sob manejo tradicional por uma formação pioneira de fundo de vale, que apresenta uma revegetação espontânea acelerada, modifica a estruturação física do solo, alterando o comportamento hidráulico dessas camadas, que podem apresentar descontinuidades em camadas mais profundas, do que as observadas a 60 cm nas coberturas de gramíneas por DEUS, (1991) e CAMBRA (1998), associadas a mudanças texturais no perfil do solo.

Tal fato pode ter ainda implicações no avanço da frente de molhamento e nas condições de formação de fluxos superficiais de saturação, já que nessa nova situação, as descontinuidades se encontram em camadas mais profundas. Ressalta-se ainda, que a regeneração natural em fundos de vale é muito comum em toda bacia do Rio Bananal, onde são interrompidas ou rarefeitas as práticas de manejo.

No sítio amostral 4, onde ocorre uma vegetação arbórea composta por espécies secundárias iniciais, o sombreamento promovido pelo fechamento do dossel das árvores, inviabilizou a coexistência da cobertura de gramíneas, com o topo do solo sendo recoberto por uma camada de serrapilheira incipiente e descontinua. Nessa área, ao contrário de todas as outras, onde de certa forma a cobertura de gramínea se faz presente com seu sistema radicular mais denso a 30cm (DEUS1991), os valores de porosidade total são incrementados apenas na profundidade de 60cm.

Essa cobertura representa uma típica situação de transição, onde deixam de existir as influências das gramíneas na estruturação física do topo do solo, mas onde o sistema típico de solos sob cobertura florestal ainda não foi alcançado.

Isso fica evidente ao se observar os valores relativamente baixos de porosidade total nos horizontes superficiais dessa área, onde o aumento do teor de matéria orgânica e a atividade biogênica típica dos solos florestais, aparentemente ainda não se estabeleceram.

Destaca-se também, que na profundidade de 30-35cm, que é a profundidade de concentração de raízes na cobertura de gramíneas, essa área apresenta os menores valores de porosidade total, denunciando que a substituição da cobertura de gramínea por uma cobertura arbórea pode diminuir a porosidade entre 30-35cm de profundidade nos solos, pelo menos em um momento inicial do processo sucessional.

IX.2. Variações em profundidade na re-estruturação física do solo no metro superior do perfil: o efeito da cobertura vegetal e da posição na encosta

As diferentes profundidades do perfil do solo apresentam diferentes características texturais, sendo que pelos dados levantados por DEUS (1991) e CAMBRA (1998) o metro superior do solo na EEBV apresenta pelo menos três camadas texturais bem definidas.

Nos primeiros 10 cm ocorre uma textura , que torna-se arenosa na camada de 30cm de profundidade na zona de concentração de raízes, onde o aumento na porosidade condiciona uma percolação dos materiais finos, tornando mais arenoso esse trecho do perfil e formando camadas de concentração de argilas a 60cm de profundidade (DEUS op cit). A partir dos 60cm os índices de concentração de argilas se estabilizam até quase dois metros de profundidade, não ocorrendo outras discontinuidades texturais significativas.

A discontinuidade textural que afeta a estruturação física do topo do solo parece, portanto, diretamente controlada pela presença do sistema radicular das

gramíneas, que afetam os processos de infiltração na zona de maior concentração de raízes e produzem descontinuidades hidráulicas no perfil. As figuras 100 e 101 revelam o comportamento em diferentes profundidades da estrutura física do solo nos sítios amostrais representativos de condições distintas de revegetação em diferentes posições da encosta.

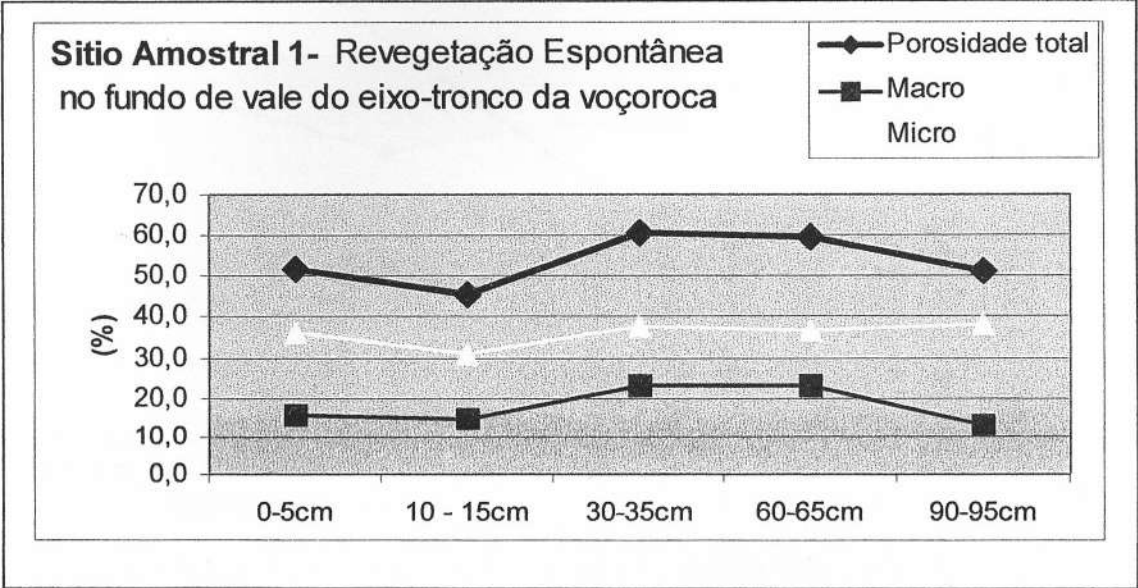


Figura 100 – Histograma com Porosidade Total, Macro e Micro-porosidade no Sítio amostral 1 para as profundidades de 0-5, 10-15, 30-35, 60-65, 90-95cm.

A observação da figura 100 indica valores elevados de porosidade total no sítio amostral 1 em todas as profundidades mensuradas, com uma suave redução na camada de 10-15cm, fato aliás observado em todos os sítios amostrais.

A porosidade total é elevada principalmente nas profundidades de 30 e 60cm revelando um provável enraizamento mais profundo das plantas arbustivas das espécies pioneiras que recolonizaram a área em associação com a cobertura de gramíneas, tendência revelada também pelo aumento da macro-porosidade nessas profundidades.

Destaca-se ainda, que a redução na porosidade total na profundidade de 90cm foi provocado pela diminuição da macro-porosidade já que a micro-porosidade não varia entre 60 e 90cm.

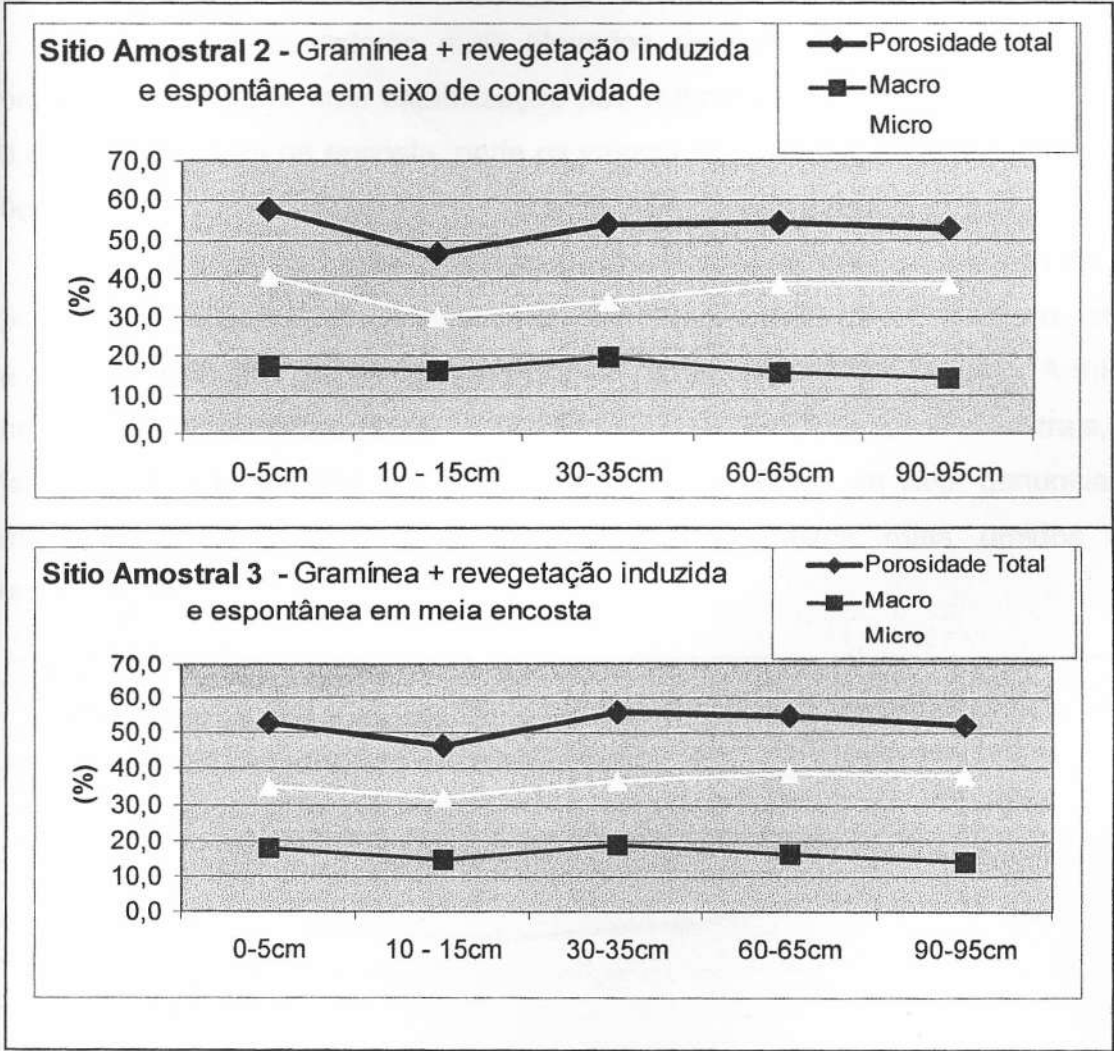


Figura 101 – Histogramas com Porosidade Total, Macro e Micro-porosidade nos sítios amostrais 2 e 3 para as profundidades de 0-5, 10-15, 30-35, 60-65, 90-95cm.

Os histogramas da Figura 101 indicam um comportamento muito semelhante entre as áreas de meia encosta e eixo de concavidade recoberta por gramíneas com revegetação induzida e espontânea. Em ambos os casos, os

valores são reduzidos na camada de 10-15cm elevam-se na camada de 30-35, provavelmente ainda sob influencia da cobertura de gramínea, que apesar dos esforços oriundos do projeto de revegetação induzida e do processo sucessional espontâneo, continua sendo a cobertura predominante.

Destacam-se valores mais elevados para o eixo da concavidade no horizonte superficial e uma estabilização nos valores após a subida em 30-35cm, ao contrário da área de encosta, onde os valores declinam suavemente a partir de 30cm.

Em ambos os casos o aumento da porosidade total na camada de 30-35cm é condicionado pelo aumento na macro-porosidade corroborando o efeito da concentração das raízes da gramínea na estruturação física do solo. A micro-porosidade apresenta um padrão muito semelhante nas duas áreas amostrais, e a macro-porosidade é maior na camada de 0-5cm do fundo de vale, denunciando uma provável ação de atividade biogênica nos eixos mais úmidos das concavidades.

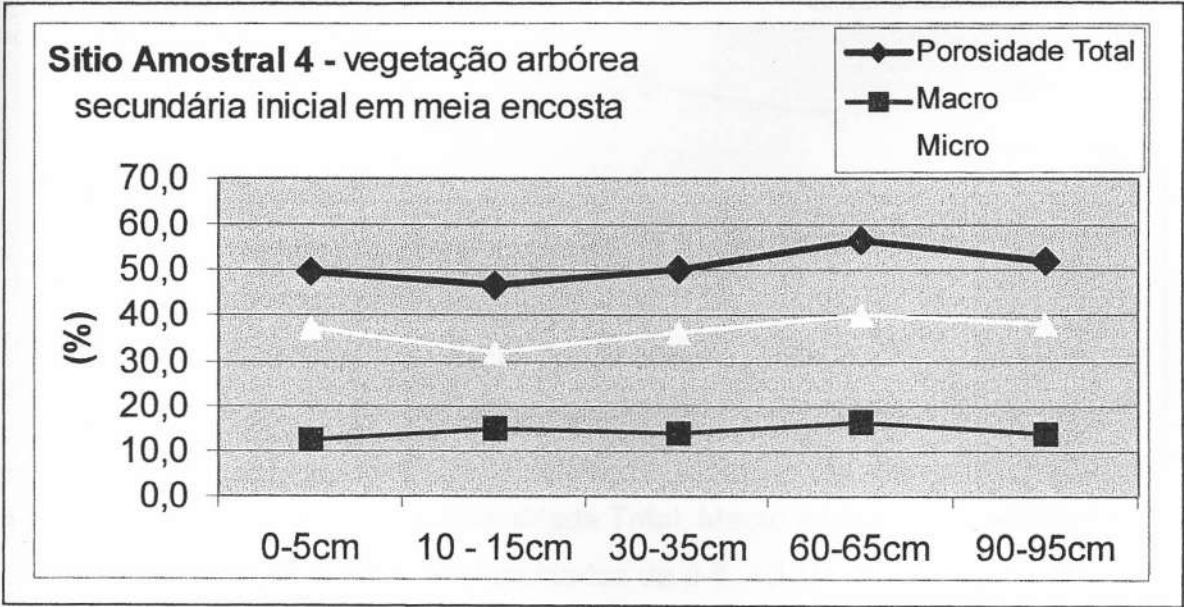


Figura 102 – Histograma com Porosidade Total, Macro e Micro-porosidade no Sítio amostral 4 para as profundidades de 0-5, 10-15, 30-35, 60-65, 90-95cm.

A figura 102 revela valores relativamente menores de porosidade total entre 0 e 5cm na área de vegetação arbórea, revelando um processo ainda incipiente de formação de um piso florestal, caracterizado por incorporação de matéria orgânica, recobrimento de serrapilheira estruturada em horizontes e proliferação de dutos e macro-poros de origem biogênica. Tais condições não são observadas no sitio amostral 4, que revela que a presença de árvores não garante, por si só, a formação de um topo de solo poroso que favoreça a infiltração da água da chuva.

Ao contrário dos outros sítios amostrais, que são afetados pelo sistema radicular das gramíneas, nessa área os maiores valores de porosidade encontram-se a 60cm, fato explicado pela diminuição da macro-porosidade nas profundidades de 10 e 30 cm.

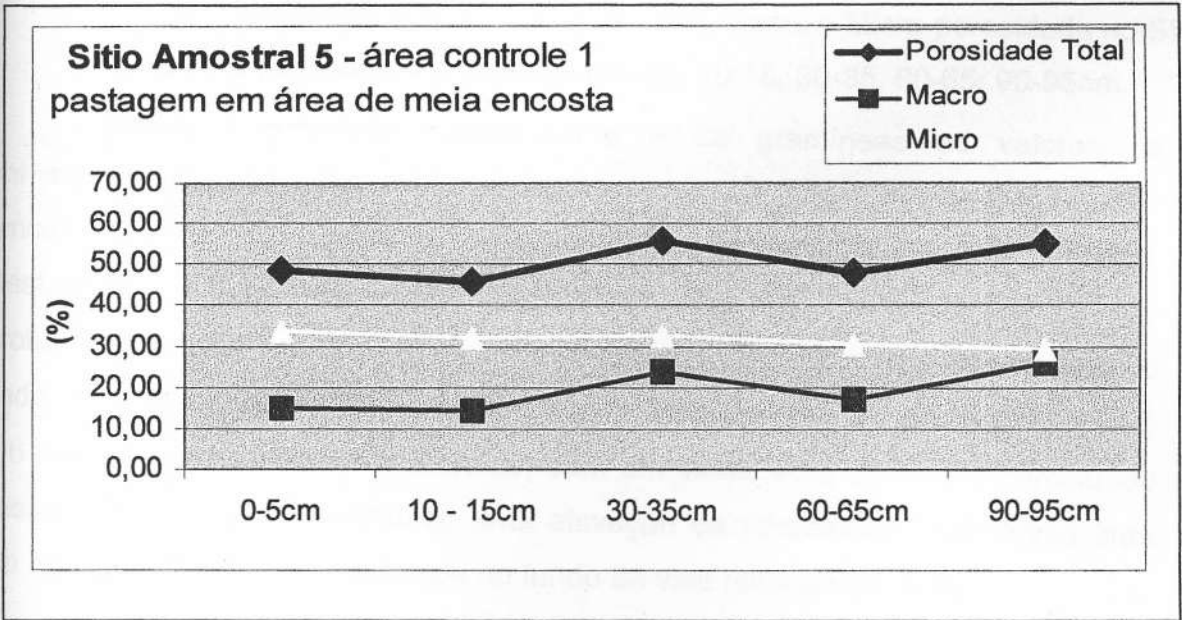


Figura 103 – Histograma com Porosidade Total, Macro e Micro-porosidade no Sítio amostral 5 para as profundidades de 0-5, 10-15, 30-35, 60-65, 90-95cm.

As figuras 103 e 104 demonstram os histogramas representativos das duas áreas de pastagem que seguiram com o manejo tradicional, localizadas fora

da área cercada para o experimento de revegetação. Ambas são marcadas pelo pisoteio que causa compactação entre 0-5cm, principalmente no sitio amostral 6.

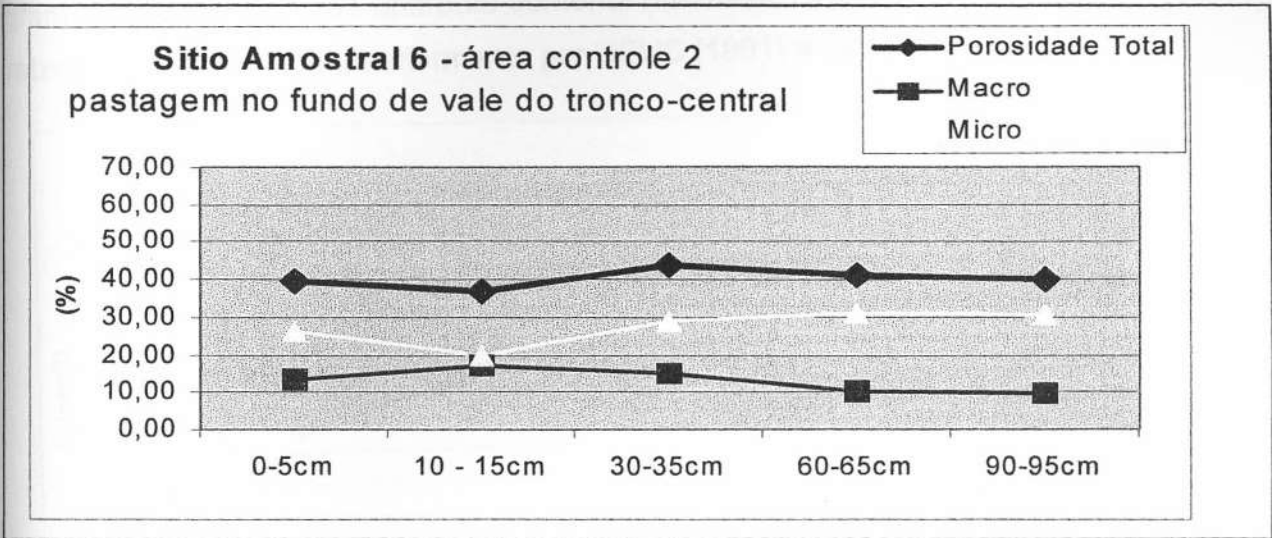


Figura 104 – Histograma com Porosidade Total, Macro e Micro-porosidade no Sítio amostral 6 para as profundidades de 0-5, 10-15, 30-35, 60-65, 90-95cm.

Como a cobertura predominante é de gramíneas os valores de porosidade total são maiores na profundidade de 30- 35cm, sendo que no sítio amostral 5 esse fato é claramente associado ao aumento na macro-porosidade. Destaca-se ainda, uma expressiva diminuição da micro-porosidade nas profundidades de 0-5cm e 10-15cm, provavelmente correlacionadas ao pisoteio do gado. A partir da profundidade de 60-65cm os histogramas das áreas amostrais 5 e 6 mostram uma tendência diferente, com um incremento da macro-porosidade nessa profundidade ocasionando uma elevação da porosidade total dessa área em relação a mesma profundidade no fundo de vale (sitio amostral 6).

Um parâmetro relevante para a estrutura física do solo é a densidade aparente, que foi obtida para os mesmos pontos onde foram determinadas a porosidade total e a macro e a micro-porosidade nos seis sítios amostrais. A figura 105 revela comportamento da densidade aparente em diferentes profundidades demonstrando que nos sítios amostrais 1, 2 e 3 ela tende a aumentar na profundidade de 10-15cm, sendo reduzida na camada de 30-35, evidenciando o controle das raízes das gramíneas também nesse parâmetro.

Percebe-se ainda, uma descontinuidade entre as profundidades de 30-35cm e 60-65cm nos sítios amostrais 2 e 3 onde prevalece a cobertura de gramíneas e a densidade aparente aumenta em 60cm, na zona livre da ação das raízes, como apontado anteriormente por DEUS (1991) e CAMBRA (1998).

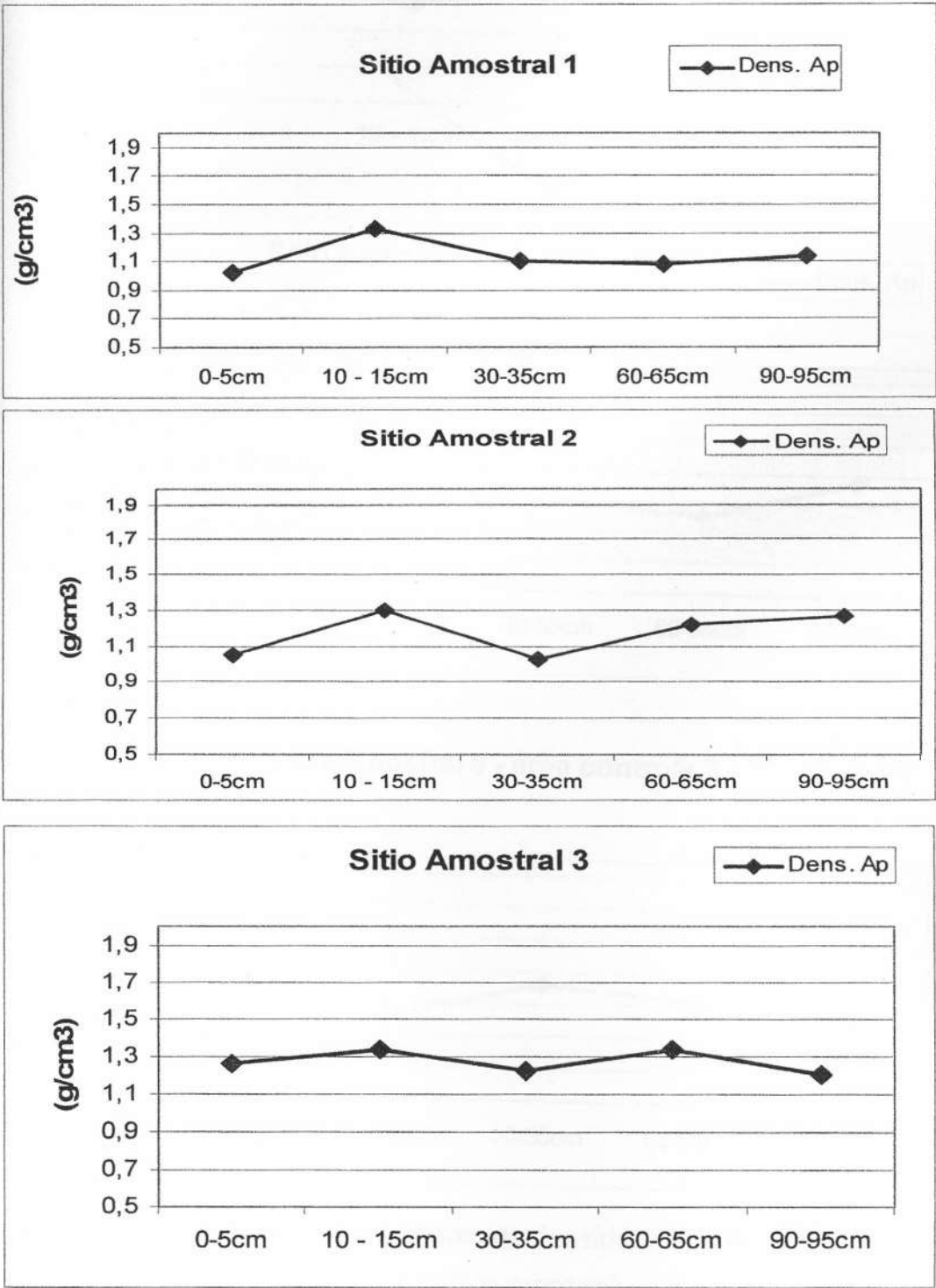


Figura 105 – Histogramas com valores de densidade aparente para diferentes profundidades nos sítios amostrais 1, 2 e 3.

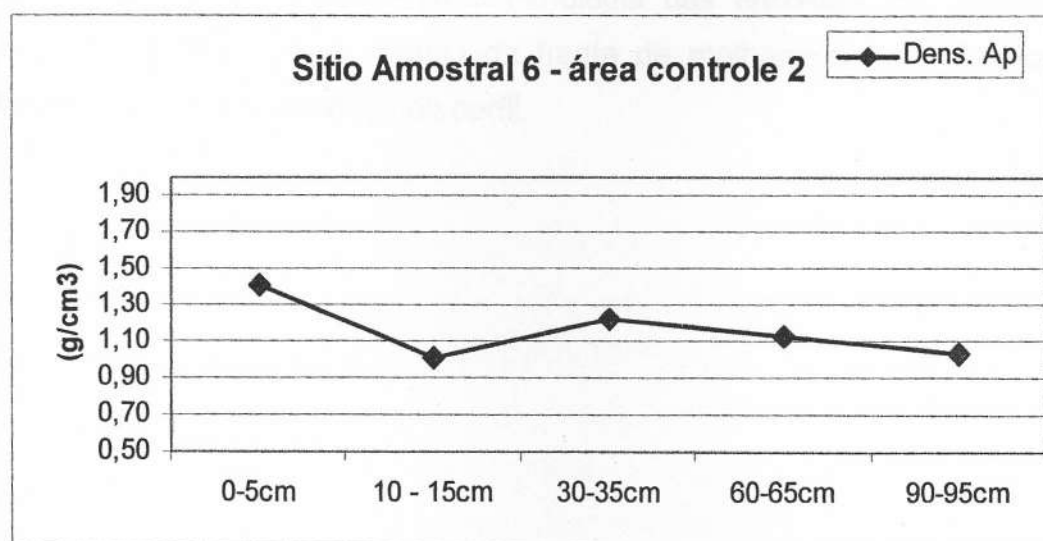
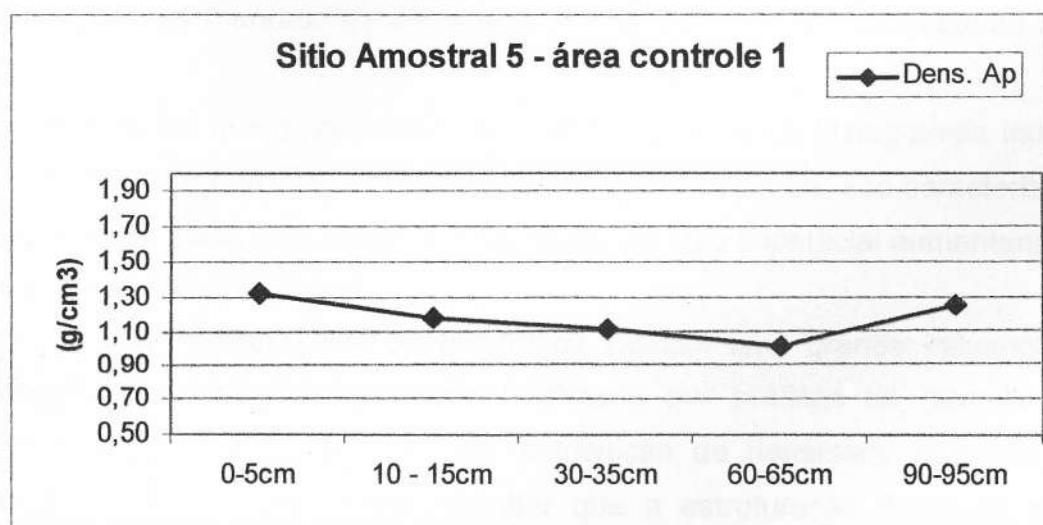
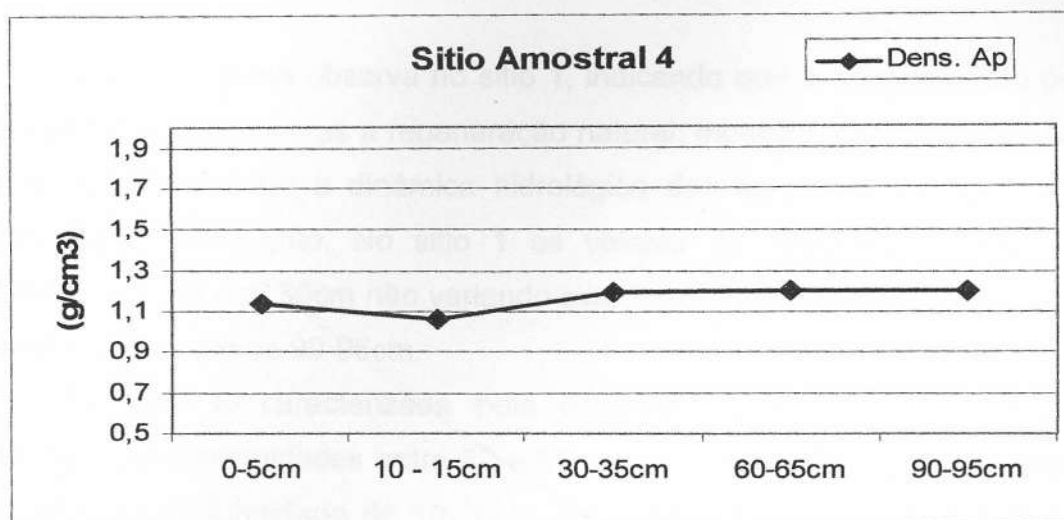


Figura 106 – Histogramas com valores de densidade aparente para diferentes profundidades nos sítios amostrais 4, 5 e 6.

Tal fato não se observa no sítio 1, indicando que a recolonização pelas plantas pioneiras associadas a regeneração natural, modifica a estruturação física do solo, podendo afetar a dinâmica hidrológica dos mesmos, ao modificar os padrões de enraizamento. No sítio 1 os valores de densidade aparente se estabilizam a partir dos 30cm não variando significativamente e nem evidenciando descontinuidades até os 90-95cm.

No sítio 4, caracterizada pela cobertura arbórea, também não se apresentam descontinuidades entre 30 e 60cm e, em relação as outras áreas se diferencia pela profundidade de 10-15cm que, ao contrario dos sítios 1, 2 e 3 , apresenta valores menores de densidade aparente do que a profundidade de 0-5cm.

Nos sítios 5 e 6, caracterizados pelo pastoreio, os histogramas indicam elevados valores na profundidade de 0-5cm, pois essas áreas são caracterizadas pelo pisoteio do gado, que causa compactação do solo superficial aumentando os valores de densidade aparente.

De um maneira geral os resultados indicam uma grande influencia da cobertura vegetal, que por sua vez é afetada por práticas de manejo e/ou diferentes posições nas encostas, na distribuição da densidade aparente nos primeiros 100cm do solo. Cabe ressaltar que a estruturação física do metro superior do solo afeta diretamente a hidrologia das encostas, ao condicionar diferentes condições para o avanço da frente de molhamento, e influenciar a distribuição da umidade ao longo do perfil.

X. Considerações Finais

A progressão remontante de voçorocas em cabeceiras do compartimento colinoso do médio vale do Rio Paraíba do Sul está associada à hidrologia subterrânea dessas cabeceiras, especialmente onde a rede de fraturamentos locais controla o desenvolvimento da rede de drenagem, que se expande sob forte controle lito-estrutural. As taxas de recuo remontante registradas nas últimas duas décadas na EEBV indicam que os modelos tradicionais de iniciação de canais, baseados em parâmetros morfológicos como gradiente e área de contribuição, não se aplicam diretamente na área de estudo.

Como apontado anteriormente por COELHO NETTO et al (1988) e COELHO NETTO (2003), na bacia do Rio Piracema a transposição de fluxos subterrâneos entre cabeceiras adjacentes pode provocar alterações no aporte de fluxos de água para as cabeceiras, sendo que as taxas de recuo remontante podem se acelerar mesmo com a aproximação dos divisores topográficos e a diminuição da área de contribuição, desde que sejam detonados mecanismos erosivos associados à ação dos fluxos subterrâneos provenientes do aquífero regional.

A formação de níveis suspensos de saturação nas encostas das cabeceiras formam fluxos sub-superficiais que exfiltram nas paredes da voçoroca causando erosão remontante por *seepage erosion*. Durante as décadas de 1980 e 1990 esse fenômeno ocorreu nas porções superiores da voçoroca, na base dos depósitos quaternários, no contato com o saprolito.

A formação desse aquífero temporário produziu um recuo remontante acelerado, que intensificou a dissecação e provocou a incisão linear e o recuo remontante dos níveis de base locais localizados no interior da voçoroca. Essa incisão e recuo remontante do canal da voçoroca motivou um rebaixamento do nível freático, provocando modificações na dinâmica hidrológica subterrânea das cabeceiras localizadas na porção superior do anfiteatro da EEBV.

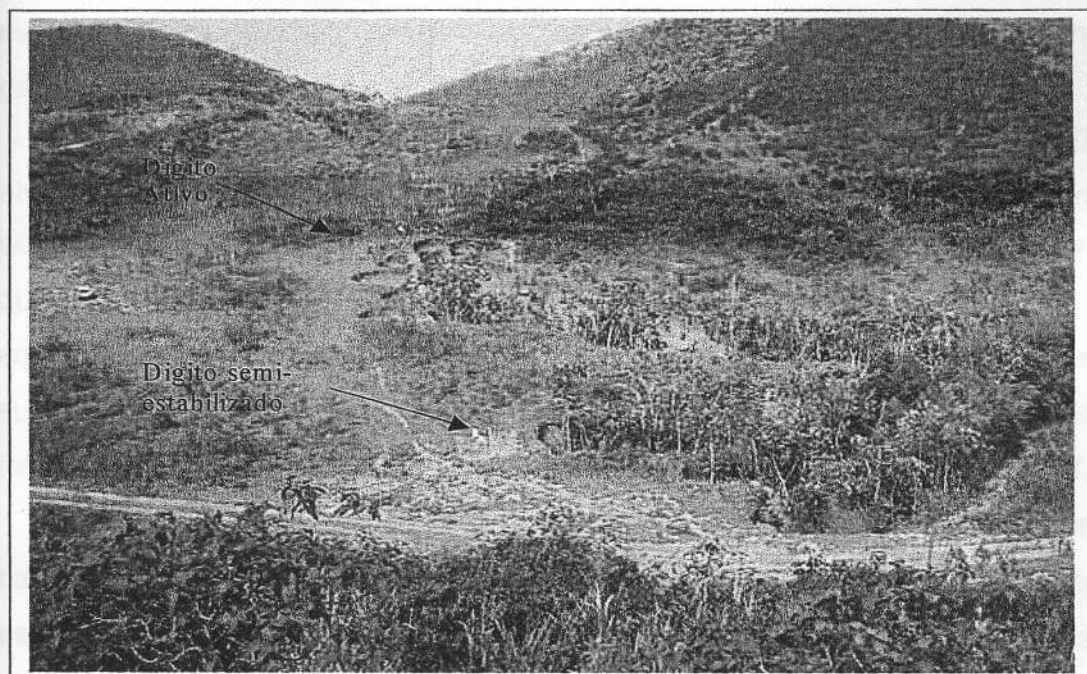


Figura 107 – Fotografias da porção superior da voçoroca revelando uma fase de aceleração nas taxas de recuo remontante no dígito ativo durante o final da década de 1990. Notar ainda o começo de uma regeneração natural no interior do dígito ativo que se intensificou a partir de 1999. Esse processo ocorreu após a relativa estabilidade geomórfica resultante do rebaixamento do nível freático das cabeceiras da EEBV, como apresentado na figura 108.

Durante o atual período de monitoramento, esse nível suspenso de saturação foi registrado apenas nas porções média e inferior do anfiteatro, nas paredes da voçoroca localizadas a jusante dos níveis de base locais que suspendem o canal da voçoroca na porção superior.

As observações de campo demonstram que esse aquífero temporário se forma particularmente no topo da zona de ascensão capilar, quando à frente de molhamento pela zona não saturada atinge essa profundidade, fluindo lateralmente devido ao contato com os materiais quase saturados subjacentes ao nível freático. Especialmente em depósitos com matriz argilosa essa ascensão capilar pode ser significativa, notadamente durante os períodos de recarga do aquífero regional (com um atraso de 1 à 2 meses em relação ao início da estação chuvosa), quando um expressivo artesianismo foi registrado nas estações de monitoramento da água subterrânea, notadamente naquelas localizadas no eixo da concavidade, onde se desenvolve o voçorocamento.

Com a progressão remontante da voçoroca nas cabeceiras da EEBV o nível freático foi rebaixado, provocando um incremento no gradiente hidráulico e potencializando a possibilidade de pirataria de fluxos subterrâneos do vale vizinho, que possui cabeceiras suspensas em relação a EEBV. De fato, as linhas equipotenciais registradas por LEAL (2004), indicam que os divisores de água subterrânea não coincidem com os divisores topográficos, evidenciando a transposição de água entre as cabeceiras adjacentes ao anfiteatro da EEBV.

A ausência de registros de níveis suspensos de saturação nas cabeceiras da porção superior após a progressão remontante da voçoroca, provavelmente se associa ao rebaixamento do nível freático, que acabou ampliando a extensão da zona não saturada do solo e rebaixando também a zona de ascensão capilar. Destaca-se ainda, que a não formação desse aquífero temporário coincidiu com um período de relativa estabilidade geomórfica dos canais-dígitos da voçoroca localizados na porção superior.

Considerando os novos registros de campo sobre a hidrologia subterrânea, que refletem uma fase do voçorocamento posterior ao rebaixamento do nível freático das cabeceiras, e baseando-se no modelo evolutivo de

progressão de voçorocas sugerido por COELHO NETTO et al (1988) e rediscutido a partir de novas evidências de campo por COELHO NETTO (2003), propõe-se as seguintes etapas na dinâmica evolutiva da voçoroca da EEBV nos últimos 25 anos:

1 – *Fase de aceleração nas taxas de recuo* – Devido às características da cobertura de gramíneas e a proliferação das formigas saúva nesse ambiente, que ao escavarem o solo promovem a formação de dutos de percolação preferencial, registram-se altas taxas de recarga local. Nessa etapa, a água de infiltração forma um nível suspenso de saturação (especialmente durante chuvas de alta intensidade na estação chuvosa) devido ao elevado teor de umidade na franja capilar do aquífero regional, que se encontrava a uma profundidade menor do que as registradas atualmente. COELHO NETTO et al (1988) registraram que esse aquífero temporário se estabelecia na base dos depósitos quaternários no contato com o saprolito menos permeável e causam recuo remontante por “*seepage erosion*” num mecanismo erosivo anteriormente descrito por DUNNE (1980).

2 – *Fase de intensificação da incisão linear* – Entre 1982 e 1991 a taxa de incisão linear no canal da voçoroca foi da ordem de 385mm/ano totalizando um rebaixamento de 3,08 m no período. Entre 1991 e 2001 a taxa de incisão linear foi da ordem de 251mm/ano totalizando um rebaixamento de 2,76m. Integrando-se os dois períodos percebe-se que a incisão linear na porção superior do canal da voçoroca foi de 5,84 m.

Como discutido no capítulo VII essas taxas de rebaixamento foram associadas ao recuo remontante de níveis de base locais no canal da voçoroca, que se formam devido a resistência diferencial dos variados materiais presentes nas cabeceiras da voçoroca (coluvios, aluvio-coluvios e saprolito).

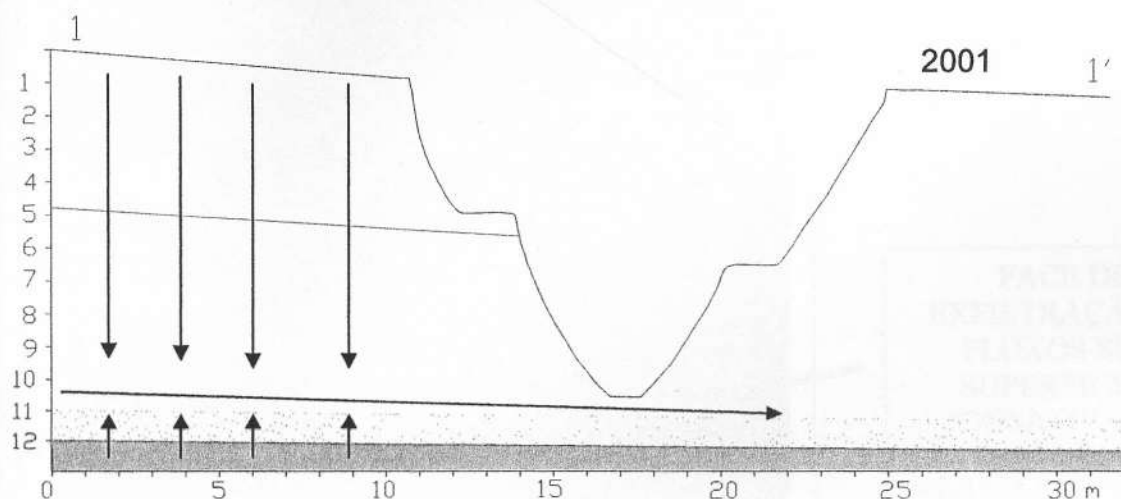
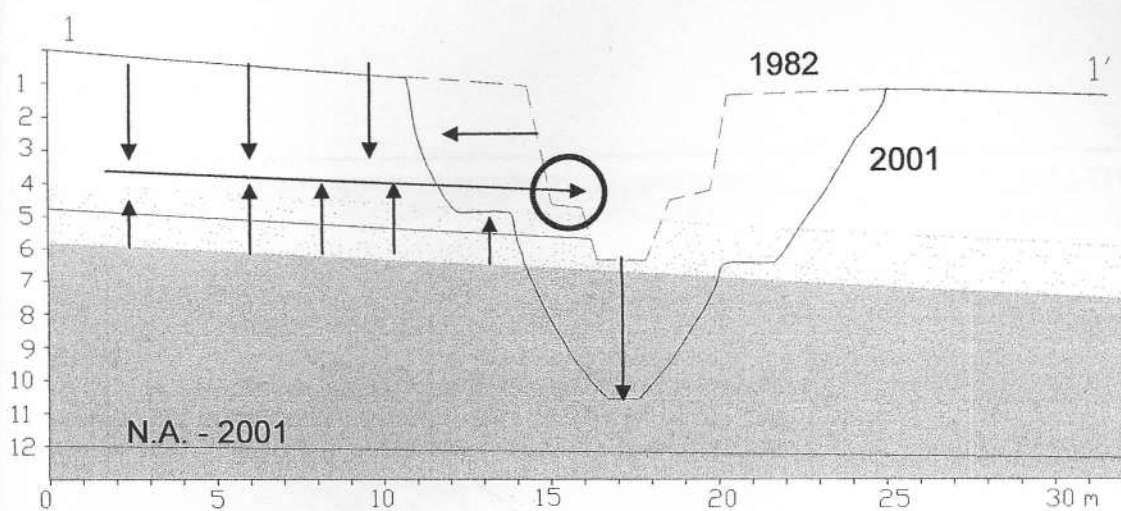
De qualquer maneira, as mensurações topográficas revelam um rebaixamento do nível de base que acompanhou o rebaixamento do nível freático relacionado à progressão remontante da voçoroca. A resultante desse processo de dissecação acelerada foi um incremento no gradiente topográfico que contribui para a aceleração das taxas de recuo remontante da voçoroca.

Esse processo favoreceu a pirataria de água subterrânea das cabeceiras adjacentes, devido ao incremento no gradiente hidráulico, que aumentou a vazão de descarga dos fluxos sub-superficiais que afloram nas faces de exfiltração e que são responsáveis pela aceleração nas taxas de recuo remontante da voçoroca, mesmo com a aproximação dos divisores topográficos.

3 – *Fase de relativa estabilização dos canais-dígitos* - Após a fase anterior, quando a aceleração nas taxas de recuo remontante provocou o rebaixamento do nível freático da cabeceira, registrou-se um período de desaceleração nas taxas de recuo nos canais dígitos da porção superior da voçoroca, provavelmente provocado pelo rebaixamento da franja capilar do aquífero regional e a conseqüente ampliação da zona não saturada do solo.

Esse fato reduziu a possibilidade de formação de níveis suspensos de saturação pela recarga de superfície (avanço da frente de molhamento pela zona não saturada). Portanto, as mensurações de campo indicam que atualmente a face de exfiltração dos fluxos sub-superficiais encontra-se rebaixada em relação as paredes da voçoroca, perdendo habilidade para prosseguir na erosão e no recuo remontante. Ressalta-se ainda, que não se exclui a possibilidade da erosão remontante prosseguir nas condições atuais, caso venha a ocorrer chuvas excepcionais no período chuvoso, o que possibilitaria a elevação do aquífero regional, com suspensão da franja capilar e geração de percolação lateral e *seepage erosion* em faces de exfiltração localizadas na parede da voçoroca.

Conclui-se, portanto, que são várias as etapas associadas a propagação de voçorocas nas cabeceiras de drenagem do médio vale do Rio Paraíba do Sul, que envolvem inclusive, as modificações na topografia causadas pela própria expansão da voçoroca, com seus reflexos na hidrologia subterrânea das cabeceiras. O controle dessas voçorocas por metodologias de revegetação de encostas e controle da recarga de fluxos sub-superficiais deve, portanto levar em consideração esses aspectos hidrológicos e geomorfológicos para uma ação efetiva das iniciativas de reflorestamento na dinâmica erosiva sub-superficial.



- ☐ Zona não saturada
- ☐ Franja capilar
- ☒ Zona saturada

⊙ → Face de exfiltração

↓ Fluxo de infiltração

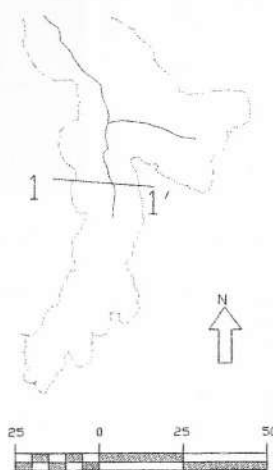
↑ Fluxo de ascensão capilar

↓ Incisão linear (1982-2000)

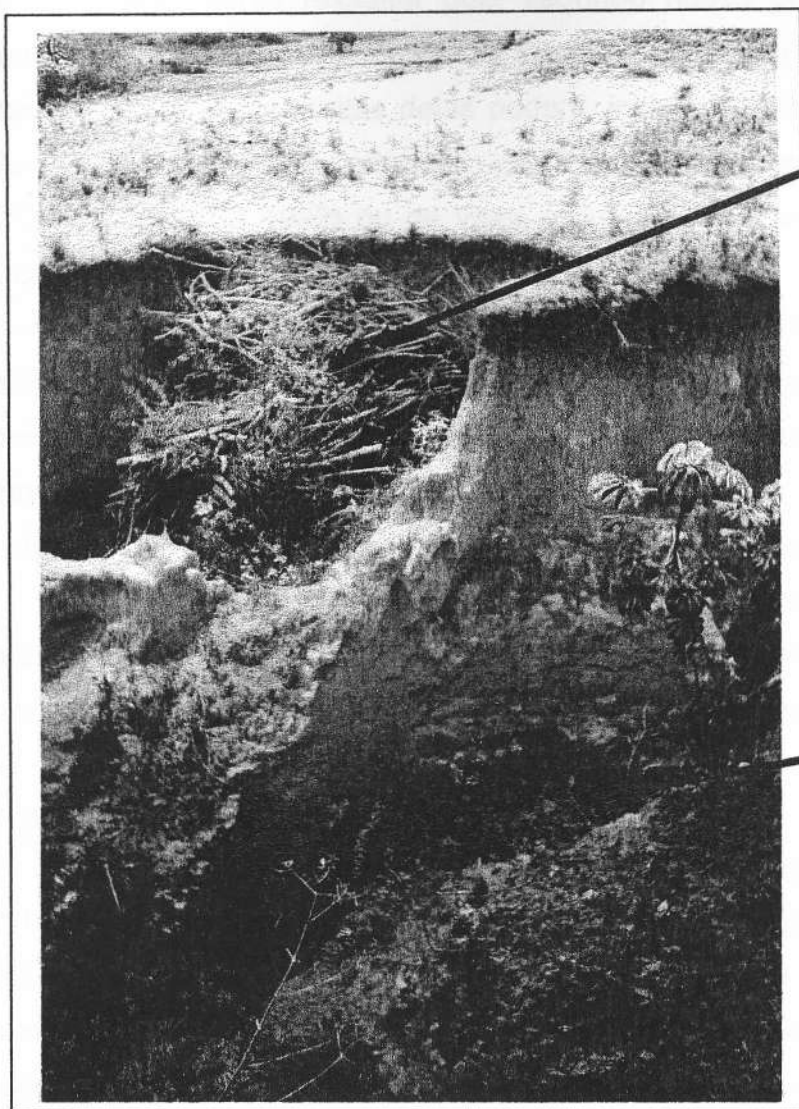
← Recuo lateral (1982-2001)

→ Fluxo sub-superficial proveniente da formação de aquíferos temporários.

— Contato entre o depósito quaternário e a rocha alterada.



ura 108 – Desenho esquemático representando os efeitos da incisão linear na hidrologia subterrânea da cabeceira da EEBV. Notar que o rebaixamento do nível freático determinou também um rebaixamento da franja capilar, dificultando a formação de níveis suspensos de saturação, que são responsáveis pela ativação de faces de exfiltração de fluxos sub-superficiais nas paredes da voçoroca.



TENTATIVA DE
ESTABILIZAÇÃO DA
VOÇOROCA POR
RECOBRIMENTO DAS
PAREDES COM
MATERIA ORGÂNICA,
DESENVOLVIDA PELOS
GESTORES DA FAZENDA
BELA VISTA

FACE DE
EXFILTRAÇÃO DE
FLUXOS SUB-
SUPERFICIAIS
“DESATIVADA”
APÓS O
REBAIXAMENTO DO
NÍVEL FREÁTICO

Figura 109 – Fotografia da cabeça do canal-digito da porção superior revelando antigas faces de exfiltração que testemunham um período de menor profundidade da franja capilar, que provocava a formação de níveis suspensos de saturação nessa porção do anfiteatro. Com o rebaixamento do nível freático promovido pela própria progressão remontante da voçoroca, essas faces de exfiltração foram momentaneamente desativadas. A presença de revegetação espontânea no interior da voçoroca é um indicativo de um período de relativa estabilidade geomórfica. Como o mecanismo erosivo principal para o recuo remontante da voçoroca é a exfiltração de fluxos sub-superficiais, somente com a elevação do nível freático, o que pode ocorrer durante chuvas excepcionais durante a estação chuvosa, pode reativar esse mecanismo erosivo, e propagar uma nova fase de erosão remontante nas cabeceiras da EEBV.

Cabe então ressaltar que, segundo nosso ponto de vista, não basta garantir o retorno de uma cobertura florestal, dentro ou nas encostas a montante das voçorocas, pois muitas delas podem, inclusive, estar sendo abastecidas por fluxos sub-superficiais oriundos de fraturamentos sub-verticais (AVELAR & COELHO NETTO 1992) ou de vales vizinhos, como sugerido anteriormente por COELHO NETTO (2003) e LEAL (2004).

Resta-nos então, decodificar os mecanismos de erosão associados a diferentes etapas envolvidas na propagação dessas voçorocas, monitorando a dinâmica hidrológica das cabeceiras, para se chegar a um entendimento da função das recargas locais e regionais dos aquíferos em questão na dinâmica hidro-erosiva e na progressão remontante das voçorocas.

Como esses processos de recarga nas encostas locais, via infiltração da água da chuva, é fortemente afetado pelas características da cobertura vegetal, em seus diferentes estágios sucessionais, o conhecimento dessas relações torna-se fundamental para o desenvolvimento de metodologias de controle de voçorocamentos via revegetação.

Segundo o modelo evolutivo de propagação de voçorocas em cabeceiras de drenagem para a bacia do Rio Bananal proposto por (COELHO NETTO et al, 1988) e rediscutido por COELHO NETTO (2003) e nesse trabalho a partir de novas evidências e registros de campo, as voçorocas passam por estágios de evolução, envolvendo mecanismos distintos associados a dinâmica hidrológica sub-superficial.

Nesse modelo discuti-se a ação de fluxos associados à formação de aquíferos suspensos-temporários em um primeiro momento e a ação de fluxos subterrâneos associados ao aquífero regional, quando a incisão atinge o nível freático. Em ambos os momentos os movimentos de massa nas paredes da voçoroca e a lavagem pelo escoamento superficial são mecanismos secundários, porém fundamentais para remoção dos materiais.

No modelo descrito acima pode-se chegar a uma situação em que o recuo remontante da voçoroca atinge as cabeceiras e passa a piratear água de vales

adjacentes, podendo culminar com destruição de divisores e capturas de drenagem (COELHO NETTO E FERNANDES 1990).

Como se observa, são vários os processos hidrológicos e os mecanismos erosivos envolvidos nas diferentes etapas relacionadas à propagação das voçorocas, sendo que no mesmo voçorocamento, e no mesmo momento, várias dessas etapas e mecanismos podem ocorrer simultaneamente, em porções distintas da voçoroca, tornando mais complexa as medidas de intervenção para o controle dessas feições erosivas.

Da mesma maneira, uma metodologia de controle adequada para uma voçoroca pode não ser bem sucedida nas demais, se não considerar as etapas evolutivas e os mecanismos erosivos principais associados à distintas fases de propagação dessas voçorocas.

O desenvolvimento de uma tecnologia de revegetação de encostas para o controle de voçorocamentos em cabeceiras de drenagem deve, portanto, levar em consideração os condicionantes geomorfológicos e hidrológicos associados à dinâmica evolutiva das mesmas.

O presente trabalho é uma tentativa de se gerar subsídios para o desenvolvimento de uma metodologia de baixo custo para o controle de voçorocamentos em cabeceiras de drenagem, que se desenvolvam sob condições similares as registradas na Estação Experimental da Fazenda Bela Vista (EEBV) e que são muito comuns em boa parte do compartimento de colinas rebaixadas do médio vale do Rio Paraíba do Sul, possuindo um papel relevante para os processos de erosão e sedimentação operantes nessa porção da bacia.

XI. Bibliografia

- ALMEIDA, F.G. & GUERRA, A.J.T. "Erosão dos solos e impactos ambientais na cidade de Sorriso (MT)". In Impactos Ambientais Urbanos no Brasil – GUERRA & CUNHA (ORG.) ED. Bertrand, 353-274p.
- ALMEIDA, J.C. H.; EIRADO SILVA, L.G.A. & AVELAR, A.S. (1991). "Coluna tectonico-estratigráfica de parte do Complexo Paraíba do Sul na Região de Bananal - S.P". Atas do 2º Simp. Geol. Sudeste, São Paulo. SBG. p.509-513.
- ANDERSON, M.G e BURT, T.P. (1978) " The role of topography in controlling throughflow generation" . Earth Surface Process and Landforms, 3, 331-344.
- AVELAR, A.S. & COELHO NETTO, A.L (1992a) "Fraturnas e desenvolvimento de unidades côncavas no médio vale do rio Paraíba do Sul". Rev. Bras. De Geociências, v22n.2.
- AVELAR, A.S. & COELHO NETTO, A.L. (1992b) "Fluxos d'água sub-superficiais associados a origem das formas côncavas do relevo" . Anais da 1ª conferência Brasileira de Estabilidade de Encostas/COBRAE, ABMS e SBGE, Rio de Janeiro; vol.2:709-719.
- BACCARO,C.A.D.; CARRIJO,B.R.; FELTRAN FILHO,A.; MACEDO,J.A. (1988a) "Monitoramento de dinâmica evolutiva dos processos de voçorocamento em relevos residuais no oeste do Triângulo Mineiro." GEOSUL, Florianópolis, v1, n 1, p 374-378.
- BACCARO,C.A.D.; SILVA,E.P.; CARVALHO, Q.A. (1998b) "Os processos de voçorocamento na bacia do Ribeirão Douradinho-TM." GEOSUL, Florianópolis, v.1, n 1, p.387-390.
- BACELAR (2000) " Condicionantes geológicos, geomorfológicos e geotécnicos dos mecanismos de voçorocamento na Bacia do Rio Maracujá, Ouro Preto –MG" . Tese de Doutorado – COPPE-UFRJ, 226p.
- BACKER, V. R. (1990). " Spring sapping and valley network development, with case studies". by Kochel, R. C., Baker, V. R., Laity, J. E., and Howard, A. D. In: Higgins, C. G. and Coates, D. R., eds., Groundwater geomorphology; The role

- of subsurface water in earth-surface processes and landforms: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 252.
- BASÍLE, R.O.N. (2004) "Estrutura da Floresta Atlântica de Encosta e arquitetura de raízes arbóreas: Maciço da Tijuca – RJ". Dissertação de Mestrado – PPGG/UFRJ – 114p.
- BEAVIS, S.G. (2000). "Structural control on the orientation of erosion-gullies, in mid-western New South Wales, Australia" . In: *Geomorphology* 33, p.59-72.
- BERGER, Z. & AGHASSY, J. (1984). " Near-surface groundwater and evolution of structurally controlled streams in soft sediments". In: LaFleur, R. G., ed., *Groundwater as a geomorphic agent*. Boston, Allen and Unwin, p.18-58.
- BIGARELA, J.J. & MEIS, M.R.M. (1965) "Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas". *Bol. Paran. de Geografia*, v.16/17 97-153p.
- BLONG, R. J., GRAHAM, O.P.; VENESS, J. A. (1982) "The role of sidewall processes in gully development: some N.S.W. examples" In *Earth Surface Processes and Landforms*. VOL. 7, 381-385p.
- BRICE, J. C.(1966). "Erosion and deposition in the loess-mantled Great Plains, Medicine Creek drainage basin, Nebraska". U.S. Geological Survey Professional Paper 352-H, p.255-339.
- BRYAN, R.B. (2000) " Soil erodibility and processes of water erosion on hillslope" . *Geomorphology* 32, 385-415.
- BURKARD, M.B. & KOSTASCHUK, R.A. (1997) "Patterns and control of gully growth along the shoreline of Lake Huron" in *Earth surface Process and landform*, VOL.22, 901-911p.
- CARPANEZZI, A.A. (1980) "Deposição de material orgânico e nutrientes em uma floresta nativa e em uma plantação de eucaliptos no interior do Estado de São Paulo". Piracicaba, Tese de Mestrado –ESALQ 79 p.
- CASTRO Jr., E. (1991) , "O papel da fauna endopodônica na estruturação física do solo e seu significado para a hidrologia de superfície." Tese de Mestrado, P.P.G. em Geografia/UFRJ, 1991, 150p.

- CASTRO, & COELHO NETTO (2002) "Evolução pedogenético de topo na bacia do alto rio Fortaleza, região de Bananal (RJ/SP): resultados preliminares". Anais do IV Encontro sobre Engenharia geotécnica e Hidrologia no Sistema Encosta-Planície Costeira – Bananal-SP, 181-192p.
- CAMBRA, M.F.E.S. (1995). "Extensão da rede de canais no médio vale do rio Paraíba do Sul: condicionantes morfológicos e lito-estruturais". Monografia de graduação, IGEO/UFRJ, Rio de Janeiro.
- CAMBRA, M.F.E. S. (1998) "Movimentos de Água na porção superior de solos sobre pastagem: o papel do sistema radicular" Dissertação de Mestrado PPGG/IGEO-UFRJ 144p.
- CAREY, S. K. E WOO, M. K. (2000). " The role of soil pipes as a slope runoff mechanism, Subarctic Yukon, Canada". Journal of Hydrology 233, p. 206-222.
- CLEARY, R. W. (1989). "Hidrologia de águas subterrâneas". In: Ramos, F., Occhipinti, A. G., Villa Nova, N. A., Reichardt, K., Magalhães, P. C. & Cleary, R. W. Engenharia hidrológica 2. Coleção ABRH de Recursos Hídricos. ABRH. Ed. UFRJ.
- CHIROLL, A. (2003) " Relações solo-fauna em cicatrizes de movimentos de massa" . Dissertação de Mestrado – PPGG/UFRJ, 142p.
- COATES, D.R. (1990) " Geomorphic controls of groundwater hydrology" in Higgins, C. G. and Coates, D. R., eds., Groundwater geomorphology; The role of subsurface water in Earth-Surface Processes and Landforms: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 252, 341-355p.
- COELHO NETTO, A.L. & SANTOS, A. A. M. (1979) " Análise da frequência das chuvas no Maciço da Tijuca, RJ" . Revista Brasileira de Recursos Hídricos 2, 3-18.
- COELHO NETTO, A.L. (1985) "Surface hidrology and soil ersion in a tropical mountainous rainforest drainage basin, RJ". Phd thesis, Katholieke Univ.Leuven, belgium, 185p.
- COELHO NETTO, A.L. (1987) "Overlandflow production in a tropical rainforest catchment: the role of litter cover". Catena, 14: 213-231.

- COELHO NETTO, A.L.; FERNANDES, N.F.& DEUS,C.E. (1988) "Gulling in the southeastern Brazilian Plateau Banana,SP" Sediment Budgets, edited by M.R. Bordas e D.E. Walling; IAHS Publication no.174: 35-42.
- COELHO NETTO, A.L. & FERNANDES, N.N. (1990) "Hillslope erosion-sedimentation and relief inversions in SE Brazil: Bananal,SP". IAHS Publ. 192: 174-182.
- COELHO NETTO, A.L.; FERNANDES, N.F.; DANTAS, M.E.; DIETRICH, W.E., MONTGOMERY, D.R.; DAVIS, J.C.; PROCTOR, I.; VOGEL, J. & SOUTHIN, J. (1994). "14C MAS Evidences of two Holocene erosion-sedimentation cycles in SE Brazil: stratigraphy and stratigraphy inversion". In: Abstracts of the 14th International Sedimentological Congress, Recife, p.29-30.
- COELHO NETTO, A.L. (1997) "Mecanismos e condicionantes geo-hidroecológicos do voçorocamento em ambiente rural: implicações na estabilidade de encostas." XXVI Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, 23p.
- COELHO NETTO, A. L. (1999) "Catastrophic landscape evolution in a humid region (SE Brasil): inheritances from tectonic, climatic and land use induced changes ". Fourth International Conference on Geomorphology - Italy.
- COELHO NETTO, A. L. (2002). "Água subterrânea, mecanismos de erosão e evolução de cabeceiras de drenagem na região sudeste brasileira: importância da pesquisa na interface geológica-geomorfológica-geotécnica". Anais do IV Encontro Sobre Engenharia Geotécnica e Hidrologia no Sistema Encosta-Planície Costeira. PRONEX 2002. Realizado de 7 a 9 de junho em Bananal/SP.
- COELHO NETTO, A. L. (2003). "Evolução de cabeceiras de drenagem no médio vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ): a formação eo crescimento da rede de canais sob controle estrutural" . Revista Brasileira de Geomorfologia, Ano 4 N2 69 – 100.
- CORLETT, R.T. (1995). "Tropical secondary forests". Progress in Physical Geography, 19 (2):159-172.
- 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." 14th International Sedimentological Congress, Recife/PE, IAS, 12-13.
- DANTAS, M.E. (1995) "Controles naturais e antropogênicos da estocagem diferencial de sedimentos fluviais: bacia do Rio Bananal (SP/RJ), médio vale do rio Paraíba do Sul". Tese de Mestrado IGEO/UFRJ, 142p.
- DANTAS, M. E. & COELHO NETTO, A.L. (1995) "" Impacto do ciclo cafeeiro na evolução da paisagem geomorfológica no médio vale do Rio Paraíba do Sul". Cadernos de Geociências, Rio de Janeiro – v1559-76p.
- DEUS,E. (1991) "O papel da escavação das formigas do gênero *Atta* na hidrologia de encostas em áreas de pastagem – Bananal (SP)" Tese de Mestrado IGEO/UFRJ 253p.
- DESMET, P.J.J; POESEN, J.; GOVERS, G.; VANDALE, K. (1999) "Importance of slope gradient and contributing area for optimal prediction of the initiation and trajectory of ephemeral gullies". CATENA 37, 377-392.
- DIETRICH, W. E. & DUNNE T. (1993). "The Channel Head". In: K. Beven and M. J. Kirkby (Ed). Channel Network Hydrology. Wiley, N.Y. pp.176-219.
- DUNNE, T. (1970) "Runoff production in a humid area" Phd Thesis, Agricultural Research Service-EUA, 108p.
- DUNNE, T.; MOORE, T.R; TAYLOR,C.H. (1975) "Recognition and prediction of runoff producing zones in humid regions". Hydr. Sci. Bull. , 20:305-327.
- DUNNE, T and LEOPOLD, L.B. (1978) "Water in environmental planning. W.H. Freeman and Company São Francisco 818p".
- DUNNE, T. (1980) "Formation and controls of channel networks" Prog. Phys. Geogr. 4 221-239.
- DUNNE, T. (1990) "Hydrology, mechanics, and geomorphic implications of erosion by subsurface flow". In: Higgins, C. G. and Coates, D. R., eds., Groundwater geomorphology; The role of subsurface water in Earth-Surface Processes and Landforms: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 252.
- EIRADO SILVA, L. G.; DANTAS, M. E. & COELHO NETTO, A.L. (1993). "Condicionantes lito-estruturais na formação de níveis de base locais

- (Knickpoints) e implicações geomorfológicas no médio vale do rio Paraíba do Sul (RJ/SP)". Anais do III Simpósio de Geologia do Sudeste, Rio de Janeiro, SBG, p. 96-102.
- FERNANDES, N.F. (1990) "Hidrologia sub-superficial e propriedades físico-mecânicas dos "complexos de rampa"- bananal(SP)." Tese de Mestrado, IGEO-UFRJ. 150p.
- FERNANDES, N. F., COELHO NETTO, A.L. e LACERDA, W. A. (1994). "Subsurface hydrology of layered colluvium mantle in unchanneled valleys: southeastern Brasil". Earth Surface Process and Landforms, vol. 19:609-626p.
- FERNANDES, A. J. & RUDOLPH, D. L. (2001). "The Influence of Cenozoic Tectonics on the groundwater-production capacity of fractured zones: a case study in Sao Paulo, Brazil". In: Hydrogeology Journal (2001) 9:151-167.
- FIGUEIRÓ, A. S., LEAL, P. J. V., & COELHO NETTO, A. L. (2003). "Do Local ao Regional: Análise Comparativa de Transectos Pluviométricos em Diferentes Escalas". Anais do V Encontro Nacional da ANPEGE - Associação Nacional de Pós-Graduação e Pesquisa em Geografia, 3 a 5 de Setembro de 2003. UFSC, Florianópolis, SC.
- FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATION (FAO) (1965). "Soil erosion by water. Some measures for its control on cultivated lands". Rome: FAO Agricultural Paper 81.
- FREEZE, R. A. & CHERRY, J. A. (1979) "Groundwater". Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall Inc., 604p.
- FREIRE-ALEMÃO, A.V. (1997) "Recarga e Drenagem em Solos Florestados: o papel dos sistemas radiculares". Tese de Mestrado IGEO-UFRJ 136p.
- FURLANI, G.M. (1980) "Estudo geomorfológico das boçorocas de Casa Branca, São Paulo". Dissertação de Mestrado. Dept. de Geografia – FFLCH/USP.
- GABBARD, D.S.; HUANG,C.; NORTON,L.D.;STEINHARDT,G.C. (1998) "Landscape position, surface hydraulic gradients and erosion process". Earth Surface Process and Landforms vol.23.83-93.
- GLOSSARY OF SOIL SCIENCE TERMS. (1987). Soil Science Society of America, Wisconsin, USA, 44p.

- GREENWAY, D.R. (1987) "Vegetation and Slope Stability" Slope Stability – Geotechnical Engineering and Geomorphology - Edited by Anderson, M.G. and Richards, K.S. p 187-230.
- GUERRA, A.T. (1994) " Processos Erosivos nas Encostas" in Geomorfologia uma atualização de bases e conceitos- ed. Bertrand do Brasil – GUERRA & CUNHA – (organizadores) 149-209p.
- HACK, J.T (1960) " Interpretation of erosional topography in Humid temperate regions". American Journal of Science, 188p - 80-97p.
- HACK, J.T and GOODDLET (1960) "Geomorfology and forest ecology of a mountain region in the Central Appalachians". US Geol. Survey Prof. Paper 347 – 66p.
- HARR, R.D. (1977) " Water flux in soil and subsoil on a steep forested slope." Journ. of Hydr. 33, 37-58.
- HEILBRON, M. (1995). "O Segmento Central da Faixa Ribeira: síntese geológica e ensaio de evolução geotectônica". Livre Docência. DEGEOUERJ, 110p.
- HIGGINS, C. G. (1984). "Piping and sapping; Development of landforms by groundwater outflow". in LaFleur, R. G. (ed), Groundwater as a geomorphic agent. Boston, Allen and Unwin, p.18-58.
- HIGGINS, C. G. (1990). "Gully development, with a case study" by Hill, B. R., and Lehre, A. K., in Higgins, C. G. and Coates , D. R., eds., Groundwater geomorphology; The role of subsurface water in Earth-Surface Processes and Landforms: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 252.
- HILL B.R. (1990) " Groundwater Discharge to a Headwater Valley, Northwestern Nevada, U.S.A". Journal of Hydrology 113, 265-283p.
- HILLEL, D. (1980) "Fundamentals of Soil Physics". Academic Press, California. 413p.
- HORTON, R.E. (1945) "Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology". Geol. Soc. Am. Bull v56, 144-152.

- IMESON, A. C. e KWAAD, F. J. P. M. (1990) "The response of tilled soils to wetting by rainfall and the dynamic character os soil erodibility". Soil erosion on agricultural land . p3-14.
- JANSEN, R.C. (2001) "Distribuição dos sistemas radiculares em encostas florestadas e sua influencia sobre a infiltração" . Dissertação de Mestrado – PPGG/UFRJ, 118p.
- JONES, J.A.A. (1990) "Piping effects in humid lands" In: Higgins, C. G. and Coates, D. R., eds., Groundwater geomorphology; The role of subsurface water in eatrh-surface processes and landforms: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 252 111-137p.
- KAGEYAMA,P & CASTRO, C.F (1989) "Sucessão secundaria, estrutura genética e plantações de espécies arbóreas nativas". IPEF, p83-93.
- KIRKBY, M.J (1994) " Process models and theoretical geomorphology" Chichester, John Wiley & Sons
- KIRKBY, M.J e CHORLEY, R.J (1967) "Throughflow, overlandflow and erosion". Bull. Int. Assoc Sci. Hydrology, 12, 5-21.
- LACH, J., WYŻGA B. (2002). "Channel incision and flow increase of the upper Wisłoka River, southern Poland, subsequent to the reafforestation of its catchment." Earth Surface Processes and Landforms 27: 445-462.
- LAFAYETTE PINTO, R. (1999) "Distribuição espacial das unidades geomorfológicas côncavas na bacia do rio Bananal, médio vale do rio Paraíba do Sul (SP/RJ)". Monografia de Graduação, IGEO/UFRJ, Rio de Janeiro.
- LAITY, J. e MALIN, M. C., (1985). "Sapping processes and the development of theater-headed valley networks in the Colorado Plateau". Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 203-217.
- LEAL,P.J. (2004) . "Relação entre fluxos subterrâneos de vales vizinhos e a expansão da rede de drenagem via voçorocamentos na bacia do Rio Bananal, SP". Dissertação de Mestrado – Programa de pós-graduação em geografia, IGEO/UFRJ, 133p.

- LEOPOLD, L. B. & MILLER, J. P. (1956). "Ephemeral streams, Hydraulic factors and their relation to the drainage net" U.S. Geological Survey Professional Paper 282-A, p.1-37.
- MEIS, M.R.M. MACHADO, M.B. & CUNHA, S.B. (1975) "Note on the distribution and origin of the late quaternary ramps near, Rio de Janeiro, Brazil". *An Acad. Bras. Ciências*. 47 (suplemento).
- MEIS, M.R.M. (1977). "As unidades morfoestratigráficas neoquaternárias do médio vale do rio Doce". *Anais Acad. Bras. Ciências* 49.: 443-459.
- MEIS, M.R.M. e MACHADO, M.B. (1978). "A morfologia de rampas e terraços no Planalto Sudeste do Brasil". *Finisterra*, 13 (26) : 201-218.
- MEIS, M.R.M. e MONTEIRO, A. M.F. (1979) "Upper Quaternary "rampas", Doce River Valley, SE Brazilian Plateau". *Zeitschr. Fur. Geomorph.*, 23: 132-151.
- MEIS, M.R.M., COELHO NETTO, A. L & OLIVEIRA P.T.T. (1981) "Ritmo e variabilidade das precipitações no médio vale do rio Paraíba do Sul: o caso de Resende". *Rev. Bras. de Hidrol. Recursos Hidr.*, 3(1), 43-56.
- MEIS, M.R.M. e MOURA, J.R.S. (1984) "Upper Quaternary sedimentation and hillslope evolution" *Am.JOUR.Sci.* 284:241-254.
- MEIS, M.R.M.; MOURA, J.R.S. & COELHO NETTO, A. L. (1985). "Considerações preliminares sobre os condicionantes geomorfológicos e estratigráficos da erosão linear acelerada na planalto SE do Brasil". *Simpósio RNBH 1985*.
- MIRANDA, J.C.; ALLEMÃO, A.V.; NUNES, V.M. E COELHO NETTO, A.L. (1991) "Distribuição de chuvas e interceptação pela vegetação florestal: Parque Nacional da Tijuca, RJ". *IV Simpósio de Geografia Física Aplicada, Porto Alegre*. p141-147.
- MIRANDA, J.C. (1992) "Intercepção das chuvas pela vegetação florestal e serrapilheira nas encostas do Maciço da Tijuca. RJ ". *Dissertação de mestrado. Depto. De Geografia. IGEO-UFRJ*. 100p.
- 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.

- MONTGOMERY, D.R. & DIETRICH, W.E. (1989) "Where do chnnels begin?"
Nature 336 (6196) p232-234.
- MORAES REGO, L.F. "Notas sobre a geomorfologia de São Paulo e sua gênese".
Instituto Astronômico e Geográfico – SP, 28p.
- MORGAN, R.P.C (1978) "Field studies of rainsplash erosion. Earth Surface
Process and Landforms, 3, 295-299.
- MORGAN, R.P.C (1980) "Field studies of sediment transport by overlandflow"
Earth Surface Process and Landforms, 5, 307-316.
- MOURA, J. R. S. & MEIS, M. R. M. (1986). "Contribuição à estratigrafia do
Quaternário Superior no médio vale do rio Paraíba do Sul – Bananal, SP". An.
Acad. bras. Cienc., Rio de Janeiro, 58 (1): 89-102.
- MOURA J.R.S. (1991). "Transformações ambientais durante o Quaternário Tardio
no médio vale do rio Paraíba do Sul (SP/RJ)". Tese de Doutorado, Prog. Pós-
Grad. Geol.- IGEO/UFRJ.
- NIMER, E. (1971) " Analise dinâmica da precipitação pluviométrica na região
serrana do sudeste, especialmente na Serra das Araras" . Revista Brasileira de
Geografia – IBGE ano 33 (3) 53-162.
- NUNES, V.M.; ALLEMÃO, A. V.; MIRANDA, J.C. DE; CASTRO JR. & COELHO
NETTO. (1992) "Sistemas Radiculares e Hidrologia de Encostas Florestadas:
Subsídios à Análise de Estabilidade". 1ª Conferência Brasileira Sobre
Estabilidade de Encostas (1ª COBRAE) , Rio de Janeiro, Volume III,. p. 781 -
797.
- OLIVEIRA, M. A. T. de; COELHO-NETTO, A. L.; AVELAR, A.S. (1994)
"Morfometria De encostas e desenvolvimento de voçorocas no Médio Vale do
Rio Paraíba do Sul." IN: Geociências.São Paulo: UNESP, 1994.p. 9 – 23.
- OLIVEIRA, M. & MEIS.R.M. (1985) "Relações entre geometria do relevo e formas
de erosão linear acelerada (Bananal,SP)." Rev. Geociências 4: p87-99.
- ONDA, Y. (1994). "Seepage erosion and its implication to the formation of
amphiteatre valley heads: a case study at Obara, Japan". Earth Surface
Processes and Landforms, vol. 19, 627 – 640.

- POESEN & GOVERS (1990) "Gully erosion in the loam belt of Belgium". In Boardman, J., Foster, I.D.L., Dearing, J. (editores), Soil Erosion on Agricultural Land, 513-530p.
- PONÇANO & PRANDINI (1987) "Boçorocas no Estado de São Paulo: uma revisão" Anais do IV Simpósio Nacional de Controle de Erosão, Marília São Paulo; 149-177p.
- PRANDINI, F.L.; GUIDICINI, G.; BOTURA, J.A.; PONÇANO, W. L. e SANTOS, A.R. (1976) "Atuação da cobertura vegetal na estabilidade de encostas: uma resenha crítica" . 2º congresso Brasileiro de Florestas Tropicais. Mossoró - RN. p. 1 - 22.
- REICHARDT (1990) "A água em Sistemas Agrícolas" . Ed. Manole LTDA, São Paulo, 188p.
- ROCHA LEÃO, O.M. (1997) "Potencialidades e Limitações da Revegetação no Controle da Hidrologia e Erosão Superficial, Maciço da Tijuca - RJ". Tese de Mestrado, PPGG/IGEO – UFRJ, 142p.
- ROCHA LEÃO, O.M., MORAES SILVA, T., LEAL, P. J. V., LACERDA, W. & COELHO NETTO, A. L. (2001). "Relações entre propagação de voçorocamentos em cabeceiras de drenagem e movimentos de massa em divisores topográficos, Bananal-SP". Anais do III COBRAE, Rio de Janeiro 141-149p.
- ROCHA LEÃO, O.M., LEAL, P. J. V., BENEVENTO, A & COELHO NETTO, A.N. (2002b). "Relação Entre Regime de Chuvas e Propagação de Voçorocamentos em Cabeceiras de Drenagem, Bacia do Rio Bananal, SP". Anais do 10º CBGE – Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia - OURO PRETO, MG.
- SCHUMM, S. A., BOYD, K. F., WOLFF, C. G. & SPITZ, W. J. (1995) "A ground-water sapping landscape in the Florida Panhandle". Geomorphology. V.12, 281-297.
- SILVA, T. M. (1991). "Evolução geomorfológica e sedimentação de canais erosivos holocênicos no médio vale do rio Paraíba do Sul. Rio de Janeiro". Dissertação de Mestrado, Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro 166p.

- SILVEIRA (1997) "Hidrogeoquímica em sistema de drenagem montanhoso-florestal: subsídio à compreensão do processo de intemperismo – Parque Nacional da Tijuca". Dissertação de Mestrado, Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro 153p.
- THORNES, J.B. (1990) "The interaction of erosional and vegetational dynamics in land degradation: spatial outcomes". Vegetation and Erosion. J.B. Thornes (editor) 41-53.
- UCHIDA, T., KUSUGI, K. e MIZUYAMA, T. (1999). "Runoff characteristics of pipeflow and effects of pipeflow on rainfall-runoff phenomena in a mountainous watershed". Journal of Hydrology 222, p. 18–36.
- UCHIDA, T., KUSUGI, K. & MIZUYAMA, T. (2001). "Effects of pipeflow on hydrological process and its relation to landslide: a review of pipeflow studies in forested headwater catchments". Hydrological Processes 15, 2151-2174.
- VALERIANO, C. M. & HEILBRON, M. (1993). "A zona de transcresção de Volta Redonda e sua implicação na compartimentação tectônica da porção central da faixa Ribeira". In: Atas do III Simpósio de Geologia do Sudeste, Rio de Janeiro, SBG, 9-15.
- VALLEJO, L.R. (1982) "A influência do *litter* na distribuição de águas pluviais". Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, PPGGeografia/UFRJ 121p.
- VIEIRA, A.F.G. (1998) "Estudo preliminar sobre voçorocas urbanas em Manaus (AM)." GEOSUL, v1, n 1, p.337-340.
- XAVIER, R. A., LEITE, A. F. & COELHO NETTO, A. L. (2002). "Fraturas e artesianismo como condicionantes do intemperismo diferencial na bacia do alto rio Fortaleza, Bananal/SP: evidências mineralógicas". Anais do X Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia e Ambiental (CD-ROM), Ouro Preto/MG.
- WISCMEIER, W.H e MANNERING, J.V. (1969) "Relation of soil properties to its erodibility". Proceedings Soil Science Society of America, 33, p133-137.
- ZAÚ, A.E. (1994) "Transformações na cobertura vegetal e resultantes hidrológicas e erosivas". Tese de Mestrado, PPGG/IGEO-UFRJ, 179p.

100006421



T
1106
L437E

Leão, Otávio miguez da Rocha.
Evolução regressiva da rede
de canais por fluxos de água
subterrânea em cabeceiras de
drenagem.

4447/07

BIBLIOTECA CENTRAL DO CCMN



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA

Tel. (21) 2598-9444

E-mail ccmnbib@bib.ccmn.ufrj.br